



# Etude des processus de fracturation et vêlage d'iceberg en Antarctique : Une histoire du glacier Mertz

Lydie Lescarmontier

## ► To cite this version:

Lydie Lescarmontier. Etude des processus de fracturation et vêlage d'iceberg en Antarctique : Une histoire du glacier Mertz. Océan, Atmosphère. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2012. Français. NNT : . tel-00730943

**HAL Id: tel-00730943**

**<https://theses.hal.science/tel-00730943>**

Submitted on 11 Sep 2012

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.





# THESE

En vue de l'obtention du

## DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par l'Université Toulouse III - Paul Sabatier  
Discipline ou spécialité : Océan, Atmosphère et Surfaces Continentales

---

Présentée et soutenue par *Lydie LESCARMONTIER*  
Le 02 MARS 2012

Titre :  
Etude des processus de fracturation et vêlage d'iceberg en Antarctique :  
*Une histoire du glacier Mertz*

---

### JURY

*Isabelle DADOU (Présidente du Jury)*  
*Bernard FRANCOU (Rapporteur)*  
*Olivier GAGLIARDINI (Rapporteur)*  
*Rob MASSOM (Examineur)*  
*Paul TREGONING (Rapporteur)*

---

Ecole doctorale : *SDU2E*  
Unité de recherche : *LEGOS UMR 5566*

Directeur(s) de Thèse :  
*Benoît LEGRESY*  
*Richard COLEMAN*



*A Lionel, Fred, Anthony et Jean.*





*« D'où vient cette étrange attirance de ces régions polaires, si puissante, si tenace, qu'après en être revenu on oublie les fatigues, morales et physiques pour ne songer qu'à retourner vers elles ? D'où vient le charme inouï de ces contrées pourtant désertes et terrifiantes ? Est-ce le plaisir de l'inconnu, la griserie de la lutte et de l'effort pour y parvenir et y vivre, l'orgueil de tenter et de faire ce que d'autres ne font pas, la douceur d'être loin des petites choses et des mesquineries ? Un peu de tout cela, mais autre chose aussi. J'ai pensé pendant longtemps que j'éprouverais plus vivement, dans cette désolation et cette mort, la volupté de ma propre vie. Mais je sens aujourd'hui que ces régions nous frappent, en quelque sorte, d'une religieuse empreinte. Sous les latitudes tempérées ou équatoriales, la nature a fourni son effort ; dans un grouillement de vie animale et végétale, intense, inlassable, tout naît, croît et se multiplie, agit et meurt pour s'entraider à la reproduction, pour assurer la perpétuité de la vie. Ici, c'est le sanctuaire des sanctuaires, où la nature se révèle en sa formidable puissance comme la divinité Egyptienne s'abrite dans l'ombre et le silence du temple, à l'écart de tout, loin de la vie que cependant elle crée et régit. L'homme qui a pu pénétrer dans ce lieu sent son âme qui s'élève. »*

**Jean-Baptiste Charcot**



# REMERCIEMENTS

Comment expliquer qu'après une enfance passée sur la terre la plus plate qu'il soit en France (i.e. : Le Berry) me soit venue l'idée de me lancer dans l'étude des glaciers, non pas Pyrénéens, ni Alpains mais bien Antarcticiens... Et surtout comment expliquer que pour me lancer dans cette étude, j'ai pris refuge à Toulouse (dont le renom est surtout attribué à son cassoulet plutôt qu'à son climat polaire) et en Australie (qui ne compte pas plus de 2 pistes de ski sur son territoire...). Au bout de 3 ans de conférences et de questions embarrassantes abordants ce sujet, je peux dire maintenant que ma meilleure réponse est : les glaciologues savent apprécier la vie autant que la beauté de Toulouse, un champ de crevasses bleues ou une forêt d'Eucalyptus.

En plus de ces glaciologues amateurs de cassoulet on compte aussi une bonne centaine d'océanographes bornés à rester à plus d'une heure du premier Lac à peu près navigable. C'est avec ces drôles de personnages que j'ai passé 4 ans. Et des personnalités pareilles ne s'oublient pas facilement... J'en viens donc aux remerciements et je commence par le fier représentant des glaciologues toulousains branché 24h/24h sur PolarView : Benoit Legrésy. Benoit, je pense que tu es la personne avec qui j'ai passé le plus de temps pendant ces 4 dernières années! Merci de m'avoir donné ma chance, de m'avoir soutenue dans les moments difficiles et surtout de m'avoir sorti de mon Berry et pour m'avoir montré l'Antarctique. C'est la plus belle chose qui m'ait été donnée de voir jusqu'à aujourd'hui. Ensuite je voudrais remercier Richard, qui comme Benoit m'a fait confiance, a été très présent malgré son emploi du temps télescopique. Richard, je n'oublierai jamais ta sérénité et ta gentillesse légendaire!

Je voudrais aussi remercier les membres du jury (Olivier Gagliardini, Paul Tregoning, Bernard Francou, Rob Massom et Isabelle Dadou) qui ont pris de leur temps précieux pour examiner mon travail et qui ont fait le déplacement jusqu'à Toulouse (et parfois de très loin!). Pour continuer avec les collègues, je pense à Ben, Wen et la petite Mila avec qui j'ai partagé de très bons moments à la fois à Toulouse et à Hobart. A Félix, Sylvain, Jean-Charles et toute l'équipe pour avoir toujours été super dispos et avoir partagé leur

bureau.

A Rosemary pour ses conseils extérieurs avisés, Brigitte, Nadine et Catherine (qui ont fait preuve d'une patience légendaire), Martine, Laurent T., Clément M., Guilhem (et ses ondelettes!), Etienne, Thomas et j'en passe... Pour avoir partagé mon quotidien pendant ces années. Un remerciement tout particulier à Frédérique qui est la première personne que j'ai croisée au labo et qui m'a fait confiance alors que j'étais une toute jeune stagiaire.

"L'Antarctique, ça se mérite!" et on comprend bien toutes les subtilités de la formule lorsqu'on embarque à bord de l'Astrolabe. Et je pense maintenant avoir gagné mon quota de glace pour les 20 prochaines années à venir. Merci à ceux qui ont su vivre au rythme de l'IPEV et de la banquise : Benoît, Grand Stan, Ptit Stan et son Staniboat, Jeff, Franck, Guillaume, Arnaud, Maël (1000 tours!), Eric, et bien sûr le gros bateau rouge et bleu.

Ces missions ont été l'occasion pour moi de croiser un grand nombre de gens d'horizons différents, tous passionnés par le continent blanc. Je pense à Serge, Alain et ses cours de BTP option igloo, Jean-Mich, Anne-Mat et ses colis!, Nathalie, Marionnette, Gaëlle la béarnaise, Axel ("Oh mais la peséeééééé!"), Jérôôôôôme, Guilhem, Marty, Peter, Nico, Clem (pour ta relecture approfondie du manuscrit!) le fabuleux Docteur Farge, et j'en passe...! Les amis aussi qui à la fin de cette thèse ont jugé bon de m'équiper avec leur kit "d'hiver et varié" : Caro qui n'est pas si méchante que ça, loin sans faut, Laurent, Guillaume, Renaud&Lulu, Sara, Marie (la grosse dinde!), Ma petite BB qui est bien trop loin, Mel, Katerina, Christine, Elias, Ryan, Judith, Simon (à qui je dois tout, forcément ;)), Romanovich et son coléoptère, Flo, Vince, Gaëlle, Thom, Julio, Stef,...

Et puis bien sûr à ma famille, et les coups de fils à des heures indues pour me remonter le moral. Je sais que vous êtes autant soulagés que moi de me voir finir! Ma petite Lolo, la prochaine fois ça sera ton tour. Gil, tu as réussi à me faire oublier le Mertz dans les trop rares moments de détente de cette fin de thèse.

And last but not least, l'Antarctique et ce sacré glacier Mertz, qui ne se laisse décidément pas facilement approcher...

-BONNE LECTURE-



# RÉSUMÉ

Ces travaux de thèse présentent les processus de fracturation des glaciers émissaires menant au vêlage. Dans le cadre du programme CRAC-ICE, nous nous sommes intéressés à l'évolution du glacier émissaire Mertz, situé sur la côte George V en Antarctique de l'est. Avant son vêlage qui a eu lieu en Février 2010, libérant un iceberg de 80 km de long par 35 km de large, ce glacier était caractérisé par une langue de glace se développant sur l'eau. Cette langue de glace, séparée par une faille depuis le début des années 1990, était longue de 150 km par 35 km de large. Grâce à un ensemble de données in-situ, d'images satellite basse et haute résolution et le développement d'un modèle océanique (TUGO-Mertz), nous avons suivi l'évolution de ce glacier ainsi que le devenir de son iceberg. La première partie de ce travail a consisté à développer une stratégie de traitement de données GPS nous permettant ainsi d'obtenir la meilleure précision possible sur nos données in-situ. Ces données ont été traitées via le logiciel GINS et une technique de traitement appelée IPPP basée sur le positionnement absolu et la résolution des ambiguïtés en valeurs entière. La précision des résultats de positionnement nous a permis d'observer des oscillations d'amplitude centimétrique et de période de quelques minutes, qui, comparées à un modèle de poutre d'*Euler-Bernoulli*, correspondent à des modes de vibration de la langue de glace dans trois configurations différentes. Les périodes de ces oscillations s'échelonnent de 5 minutes à quelques heures. Dans ces gammes de valeurs, les principaux forçages océaniques sont la houle et les ondes d'Infra-Gravité. De plus, nous avons pu démontrer que les mouvements associés à la vibration du glacier entraînent une torsion favorisant sa fracturation. A plus grande échelle, les courants de marée ainsi que la hauteur de surface impactent sur l'évolution de la langue de glace. Les effets des courants se concentrent principalement sur l'ouverture des crevasses principales tandis que la hauteur de surface tend à moduler la vitesse d'écoulement du glacier. Cette modulation représente environ 5 cm/jour soit 14 % de la vitesse moyenne. Par ailleurs, nous avons suivi l'évolution de la crevasse principale du glacier ; une originellement ouverte sur la partie est de la langue de glace et une ouverte sur la partie ouest. Elles ont ensuite continué son développement jusqu'au vêlage du glacier.

Pour finir, nous nous sommes intéressés aux différents acteurs en jeu lors de la rupture de la langue de glace menant au vèlage. L'action de l'iceberg B09B et la modification des courants a joué un rôle lors de cet évènement même si la crevasse était en cours de développement. L'ensemble de ces résultats nous a permis d'identifier un large spectre de processus opérant avant et pendant un épisode de vèlage. Ces processus sont majoritaires dans l'évolution du glacier Mertz, mais ne sont pas encore pris en compte dans les modèles universels de vèlage.

**Mots-clefs :** Glacier émissaire, Antarctique, Iceberg, Vèlage, Fracturation, Interaction océan-glace, Traitement GPS.

## EXTENDED ABSTRACT

The main objectives of this thesis work were the study of rifting, deformation and iceberg calving in the context of the CRAC-ICE program. To accomplish this, we focused on a study of the Mertz Glacier, located in the King George V Land, East Antarctica (cf Figure 1.9). The data collected during the period 1996-2011 allowed us following the rifting process of the Glacier and hence its calving, which occurred in February 2010. The Mertz Glacier was lately mapped. In the context of this thesis, we compiled a database of low spatial resolution satellite images (Landsat, MODIS, SAR, ASAR) and high resolution (SPOT), GPS measurements from field work and radar profiles (ICECAP). The GPS data have been collected through the CRAC-ICE field program (Collaborative Research program into Antarctic Calving and ICEberg Evolution). A part of this work consisted in setting up a number of GPS autonomous receivers on the Glacier and on its ice tongue. The GPS stations, built in LEGOS, are autonomous stations with a solar panel and a wind generator. We planned and undertook three austral summer field seasons during 2008-2011 and collected at least 2 months of data from two GPS stations (cf Figure 2.2) at 30 seconds sampling. The entire dataset allowed us to follow the evolution of the Mertz Glacier with a good spatial sampling and hence further our understanding of the *Mertz system*.

Furthermore, we developed some analytic tools for GPS processing (GINS-IPPP) and in oceanographic modeling. We developed a GPS processing technique taking into account the difficulty of processing GPS data in Antarctica. The optimum accuracy is usually obtained with a Double Difference (DD) processing strategy, based on the use of a "fixed" base station. In our case, we did not have any nearby fixed site GPS. Hence we used a Precise Point Positioning (PPP) technique based on absolute positioning. We used the GINS software developed by the CNES-GRGS and the GRGS products on clocks and orbits of satellite constellation determined with a high accuracy.

The accuracy of the PPP processing strategy depends on the accuracy of the ephemerides and on the resolution of ambiguity to integer values. We used the GINS software,

which offers a PPP processing strategy with the resolution of ambiguity to integer values. This technique is called the IPPP and is based on the ionospheric free linear combination (Wide Lane and Narrow Lane) to resolve the integer ambiguity value.

We compared a range of GPS software techniques, namely the GINS-IPPP and GINS-PPP (with ambiguity solved as a real number), CSRS from NRCAN (Natural Resources Canada). The highest accuracy obtained was based on the GINS-IPPP processing strategy (cf. Table 3.1). Then we compared the DD processing strategy (using the TRACK-GAMIT software from MIT) with the GINS-PPP strategy (cf Table 3.2) and found that the GINS-IPPP strategy was still the best with an accuracy of about 2 cm in the vertical positioning. Moreover, the GINS-IPPP strategy provides a reduction in the number of spurious signals compared with using the GINS-PPP strategy. GINS GPS processing is comparable to Double Difference processing and offers us a number of advantages in GPS processing in Antarctica.

The study of the Mertz Glacier helped develop two oceanographic models in the region. The first barotropic model TUGO-Mertz, developed by Laurent Testut and Clément Mayet (LEGOS, [Mayet et al. \(2012\)](#)) takes into account the ice tongue and the position of the icebergs in the area. The second one, ROMS-Mertz, mainly developed by Ben Galton-Fenzi and Eva Cougnon (University of Tasmania, [Cougnon et al. \(2011\)](#)) deals with the evolution of the polynia and the water mass circulation induced by the Mertz ice tongue. Both tide models are still under development using the entire data set collected through oceanographic cruises.

The Mertz Glacier is composed of an ice tongue floating on the water, highly influenced by mechanical and thermodynamical interaction with the surrounding ocean. In this study we will focus on the mechanical aspect.

The first part of the results of this thesis, presented as an article ([Lescarmontier et al. \(2012b\)](#)), allowed us to define small temporal scale interactions (from some few minutes to a few hours). These results are mainly based on the accuracy of our GPS analyses and on the elimination of spurious signals. The oscillation record of the ice tongue has been already observed in the past ([Jeffries \(1985\)](#)) but the use of GPS stations to record such signal is a first. The observed modes of the fundamental vibration of the ice tongue are found to be from 5 minutes up to few hours (cf Figure 4.6).

In order to determine the origin of these signals, we used an elastic beam model (also named as *Euler-Bernoulli beam* model) and calculated the fundamental vibrations using the following cases : considering vibrations propagating along the beam ( $L=150$  km), across the beam ( $L=35$  km) and on the two parts of the ice tongue separated by the main rift ( $L=75$  km) (cf Figure 4.7).

The results indicated that the ice tongue vibrates through small scale ocean forcing. Moreover, the periods recorded by the GPS, corresponding to vibrations propagating across the ice tongue (from 5 min up to 30 min), represent a source of rifting (the two sections of the ice tongue creating a beating movement). The frequencies of vibrations recorded are mainly forced by the ocean swell and infra-gravity waves (*Bromirski et al. (2010)*).

In the second part of the thesis (*Lescarmontier et al. (2012c)*), we worked on understanding the impact of ocean tides on the large scale movement of the ice tongue as done on the Amery Ice Shelf study (*Fricker et al. (2005)*). As we observed since 1996, the first rift was developing across the ice tongue, and a second rift started its development in 2002. The total rifting area increased since the 1990s.

The analysis of the GPS records shows that tides influence the opening of this rift, as well as its bending movement and its flow. The speed of the rift opening is about 12 cm/d and tidal currents represent the main source of the modulation of the rift opening (and about 5 cm/d).

Furthermore, we measured a modification of the flow of the ice tongue, depending on the tidal currents at its boundaries. This effect has already been investigated by *Legresy et al. (2004)*, who demonstrated that currents induce the bending of the ice tongue and hence modulate the flow speed of the Glacier.

This effect is modified via rift opening, decreasing its bending moment. In fact, we observed that the ocean surface height amplitude modulates the along-flow velocity of the ice tongue. Using a model based on *Gudmundson (2007)*, we showed that this effect is also dependent on the development of crevasses. We finally determined two main schemes of modulation of ice tongue flow velocity depending on the rifting. A first modulation mode was observed before the opening of the western rift of the ice tongue, and a second one after this opening. In the first case, tidal currents are the main drivers in the opening of the rift, whereas in the second case, tidal amplitude is the main driver.

These results demonstrate that strong links exist between oceanic perturbations as sea level rise and the becoming of ice-shelves. However their interaction is non-linear and complex, with processes dependent on many factors.

*The calving of the Mertz Glacier?* We succeeded in following this event. The main objective of this part of the study consisted of understanding the effects of the iceberg calving and the behaviour of the ice stream and hence the ice sheet. The loss of a part of our GPS in-situ data did not allow us to conclude on this point. However, using the TUGO-Mertz model, we succeeded in demonstrating the bathymetric effect of icebergs on the barotropic circulation and its feedback. The tidal currents were shown to have an impact on the displacement of the B09B iceberg and this iceberg induced the calving of the Mertz Glacier, even if the rift was already well developed.

# LISTE DES ABRÉVIATIONS UTILISÉES DANS CE DOCUMENT

<b>AABW</b>	Antarctic Bottom Water
<b>AAIW</b>	Antarctic Intermediate Water
<b>ACC</b>	Antarctic Circumpolar Current (Courant Antarctique Circumpolaire)
<b>ACE-CRC</b>	Antarctic Climate and Ecosystems Cooperative Research Centre
<b>AMF</b>	Adaptative Mapping Function
<b>AMM</b>	Antarctic Mapping Mission
<b>API</b>	Année Polaire Internationale
<b>ASAR</b>	Advanced Synthetic Aperture Radar
<b>AUV</b>	Autonomous Underwater Vehicle
<b>C/A</b>	Coarse/Acquisition Code
<b>CDW</b>	Circumpolar Deep Water
<b>CLS</b>	Collecte Localisation Satellites
<b>CNES</b>	Centre National d'Etudes Spatiales
<b>CRAC-ICE</b>	Collaborative Research project into Antarctic Calving and ICeberg Evolution
<b>CSRS</b>	Système Canadien de Référence Spatiale
<b>DD</b>	Double Difference
<b>DGPS</b>	Differential Global Positioning System
<b>D.O.P.</b>	Dilution Of Precision
<b>ECMWF</b>	European Center for the Medium-Range Weather Forecasts
<b>ESA</b>	European Space Agency
<b>GANOVEX</b>	Geology and Geophysics of Marie Byrd Land
<b>GIIPSY</b>	Global Inter-agency IPY Polar Snapshot Year
<b>GINs</b>	GPS-Inertial Navigation Systems
<b>GPS</b>	Global Positioning System
<b>GLONASS</b>	Système Global de Navigation Satellitaire
<b>GMF</b>	Global Mapping Function
<b>GNSS</b>	Global Navigation Satellite System
<b>GRGS</b>	Groupe de Recherche en Géodésie Spatiale
<b>GPT</b>	Global Pressure and Temperature
<b>HHSW</b>	High Salinity Shelf Water
<b>ICECAP</b>	International Climate and Environmental Change Assessment Project

<b>ICSU</b>	International Council for Science
<b>IDGPS</b>	Integer Differential Global Positioning System
<b>IG</b>	InfraGravity
<b>IGN</b>	Institut Géographique National
<b>IGS</b>	International GNSS Service
<b>IPCC</b>	Intergovernmental Panel on Climate Change
<b>IPEV</b>	Institut Paul Emile Victor
<b>IPPP</b>	Integer Precise Point Positioning
<b>IPY</b>	International Polar Year
<b>InSAR</b>	Interferometric Synthetic Aperture Radar
<b>INSU</b>	Institut National des Sciences de l'Univers
<b>ISW</b>	Ice Shelf Water
<b>LEGOS</b>	Laboratoire d'Etude en Géophysique et Océanographie Spatiale
<b>MAMM</b>	Modified Antarctic Mapping Mission
<b>MIT</b>	Massachusetts Institute of Technology
<b>MNT</b>	Modèle Numérique de Terrain
<b>NASA</b>	National Aeronautics and Space Administration
<b>NRCAN</b>	Natural Resources Canada
<b>PPP</b>	Precise Point Positioning
<b>RES</b>	Radio-Echo Sounding
<b>RINEX</b>	Receiver Independent Exchange
<b>ROI</b>	Region Of Interest
<b>ROMS</b>	Regional Ocean Model System
<b>RMS</b>	Root Mean Square
<b>SAR</b>	Synthetic Aperture Radar
<b>SBC</b>	Single Board Computer
<b>SPIRIT</b>	SPOT 5 stereoscopic survey of Polar Ice : Reference Images covering Topographies
<b>SPOT</b>	Système Pour Observation de la Terre
<b>TUGO</b>	Toulouse Unstructured Grid Ocean Model
<b>Utas</b>	University of Tasmania
<b>USNO</b>	United States Naval Observatory
<b>UTC</b>	Universal Time Coordinated
<b>WMO</b>	World Meteorological Organisation



# TABLE DES MATIÈRES

<b>Généalogie du glacier Mertz</b>	<b>21</b>
<b>Introduction Générale</b>	<b>25</b>
<b>1 Glaciers émissaires : exemple du glacier Mertz</b>	<b>31</b>
1 Du flocon à l'iceberg . . . . .	33
2 The Iceberg factory . . . . .	34
3 Les glaciers émissaires sur la côte . . . . .	35
3.1 Mécanismes généraux . . . . .	35
3.2 Dynamique intrinsèque et lois de comportement . . . . .	38
a Introduction . . . . .	38
b A grande échelle . . . . .	38
c A petite échelle . . . . .	41
d Les lois de vèlage . . . . .	43
e Les processus de vèlage et leur représentation dans les mo- dèles . . . . .	45
3.3 Interaction glace-océan . . . . .	46
a Analyse thermodynamique . . . . .	46
b Circulation sous glaciaire . . . . .	49
c Interaction mécanique . . . . .	51
4 A propos du glacier Mertz. . . . .	52
4.1 Sur la Côte George V . . . . .	52
4.2 Le Mertz, un glacier peu étudié . . . . .	56
4.3 En conclusion . . . . .	59
<b>2 En Antarctique</b>	<b>61</b>
1 Les projets CRAC-ICE et SPIRIT dans le cadre de l'année polaire inter- nationale . . . . .	63

1.1	Etude de l'évolution des glaciers émissaires . . . . .	63
a	Le programme CRAC-ICE . . . . .	63
b	Le projet SPIRIT . . . . .	64
1.2	Logistique et planning des missions CRAC-ICE . . . . .	65
2	Développement des balises GPS . . . . .	66
2.1	Adaptation aux conditions Antarctiques . . . . .	66
2.2	Développement d'un système de communication . . . . .	68
a	Choix du système de communication . . . . .	68
b	Electricité-gestion de l'énergie . . . . .	69
c	Scripts de communication . . . . .	69
3	Bilan des missions terrain : Le réseau d'observation du Mertz . . . . .	71
3.1	Perspectives et développements à venir . . . . .	72
<b>3</b>	<b>GPS-théorie et traitements</b>	<b>77</b>
1	Le système GPS autour du pôle Sud . . . . .	79
1.1	Les équations d'observation GPS . . . . .	79
1.2	Géométrie particulière des orbites . . . . .	81
2	Stratégie de traitement GPS . . . . .	83
2.1	Les données GPS disponibles . . . . .	83
a	Données issues d'une balise GPS . . . . .	83
b	Les produits d'orbites et d'horloges . . . . .	84
2.2	Les corrections apportées à la mesure . . . . .	85
a	Retard ionosphérique . . . . .	85
b	Retard troposphérique . . . . .	86
c	Décalage du centre de phase des satellites et corrections d'antenne . . . . .	87
d	Corrections de "phase wind up" . . . . .	87
e	Les effets de surcharge . . . . .	88
2.3	Le positionnement absolu et son intérêt en Antarctique . . . . .	89
a	Présentation . . . . .	89
b	Du PPP flottant au PPP entier . . . . .	89
c	La résolution des ambiguïtés de phase . . . . .	90
3	Traitement des données GPS issues de la mission CRAC-ICE . . . . .	92
3.1	Traitement GINS . . . . .	92
a	Présentation . . . . .	92
b	Les étapes de calcul . . . . .	92

3.2	Comparaison des différents logiciels et stratégies de traitement . . .	94
3.3	GINs-IPPP vs GINs-PPP . . . . .	98
4	Validation des traitements à l'aide d'un modèle de marée . . . . .	100
<b>4</b>	<b>Processus petite échelle</b>	<b>105</b>
1	Vibration of the Mertz Glacier ice tongue (Lescarmontier L., B. Legrésy, R. Coleman, F. Perosanz, C. Mayet, L. Testut, <i>Journal of Glaciology</i> . 2011, In review) . . . . .	107
1.1	Abstract . . . . .	107
1.2	Introduction . . . . .	108
1.3	Study Area . . . . .	109
1.4	Vertical movements of the ice-tongue . . . . .	111
a	Data sets . . . . .	111
b	Processing the data . . . . .	112
1.5	Recording the vibrations . . . . .	119
1.6	Origin of the glacier vibration . . . . .	121
a	Fundamental vibration of the glacier ice-tongue in case of an Euler Bernoulli beam. The equation and the boundary conditions. . . . .	121
b	Natural frequencies . . . . .	123
1.7	Origin of the forcing . . . . .	128
1.8	Discussion-General comments . . . . .	129
1.9	Conclusion . . . . .	131
2	Éléments de synthèse . . . . .	131
<b>5</b>	<b>Processus grande échelle : de la fracturation au vêlage</b>	<b>133</b>
1	Rifting processes observed on the Mertz Glacier . . . . .	136
1.1	Abstract . . . . .	136
1.2	Introduction . . . . .	137
1.3	Study area and data sets . . . . .	138
a	Study area . . . . .	138
b	Data processing . . . . .	140
1.4	Evolution of the rifting process on the Mertz Glacier ice tongue . .	141
a	Observations via satellite images . . . . .	141
b	Impact of tides on the rifting process . . . . .	147

1.5	Impact of rifting processes on the along flow velocity . . . . .	150
a	Effect of height on along flow velocity . . . . .	150
b	Along flow modulation velocity . . . . .	153
1.6	Discussion-Conclusion . . . . .	155
1.7	Acknowledgments . . . . .	157
2	Suivi en images de la fracturation du glacier Mertz . . . . .	157
3	Vêlage du glacier Mertz . . . . .	160
3.1	En images... . . . .	160
3.2	High resolution barotropic modeling and the calving of Mertz Glacier (C. Mayet, L. Testut, B. Legrésy, L. Lescarmontier, F. Lyard. <i>Journal of Geophysical Research</i> . 2012, In review in <i>Journal of Geophysical Research</i> ) . . . . .	164
a	Abstract . . . . .	164
b	Introduction . . . . .	165
c	Model Set-up . . . . .	165
d	Validation . . . . .	170
e	Simulations and results . . . . .	174
f	Conclusion . . . . .	184
3.3	Discussion autour du vêlage . . . . .	185
3.4	Conséquences du vêlage du glacier Mertz et devenir de l'iceberg C28 . . . . .	186
4	Eléments de synthèse . . . . .	188
<b>6</b>	<b>Perspectives</b>	<b>193</b>
1	Déformation de surface et bilan de masse . . . . .	195
1.1	Champs de vitesse . . . . .	195
1.2	Calcul de divergence . . . . .	197
1.3	Comparaison avec les données GPS et les sorties ROMS . . . . .	198
2	Perspectives générales . . . . .	199
2.1	Perspectives scientifiques . . . . .	199
a	Vibrations de la langue de glace . . . . .	199
b	Conséquence du vêlage sur l'écoulement du glacier . . . . .	199
c	Comparaison des données GPS aux images haute résolution . . . . .	200
d	Effet de la fast ice sur le glacier . . . . .	201
e	Etude des profils topographiques de la côte George V . . . . .	201
f	Impact des icebergs et bilan d'énergie dans la région . . . . .	201
g	Devenir de la polynie du Mertz . . . . .	204

<b>TABLE DES MATIÈRES</b>	<b>21</b>
2.2 Perspectives techniques . . . . .	205
2.3 Missions et projets en cours . . . . .	206
<b>Conclusion</b>	<b>209</b>
<b>A Théorie GPS</b>	<b>215</b>
1 Les observables GPS . . . . .	215
a Mesures de code . . . . .	216
b Mesures de phase . . . . .	217
c Décalage d’horloge et temps de trajet . . . . .	219
2 Exemple de fichier RINEX . . . . .	220
<b>B Recette de cuisine : Installer un GPS en Antarctique</b>	<b>225</b>
1 Une bonne dose de vols en hélicoptère . . . . .	225
2 Refrigération du matériel (et du personnel) . . . . .	225
<b>C Suivi du vêlage du glacier Mertz</b>	<b>227</b>



# GÉNÉALOGIE DU GLACIER MERTZ

Mais pourquoi glacier "Mertz", nom incompréhensible, qui a donné lieu à différentes variantes, l'ajout du déterminant et tous les abus qui s'en suivent ? L'histoire remonte au siècle dernier et pourtant le paysage n'a pas beaucoup changé...

Il était une fois, l'Aurora, navire polaire Australien au départ d'Hobart, Tasmanie. Il était une fois, trois hommes ; Dr. Douglas Mawson, Chef d'expédition, Lt. Belgrave E.S. Ninnis et Dr. X Mertz, responsables des chiens groenlandais. Nous sommes en 1911 et le navire arrive dans Boat Harbour, Cap Denison, dans le quadrant de Terre encore non exploré situé au sud de l'Australie. C'est la première expédition australienne dont l'objectif est d'explorer la portion de côte pratiquement inconnue qui s'étend entre les longitudes  $136^{\circ}11'E$  et  $142^{\circ}2'E$ .



FIGURE 1 – *L'Aurora Australis au Cap Denison, Janvier 1912. Photo de Douglas Mawson.*

Les troupes sont fraîches et Mawson se sent une âme de poète : « *Une petite crique se découpe dans la côte rocailleuse. Nous y dirigeons la baleinière et pénétrons bientôt dans un magnifique port naturel en miniature, bien à l'abri de la houle et des vents du large. Un merveilleux soleil brille dans le ciel bleu. Un charmant quai de glace nous permet d'accoster sans peine. Nous sommes les premiers à fouler le continent Antarctique entre le cap Adare et Gaussberg, distants de trois mille deux cents kilomètres (...) En tant que base d'opérations scientifiques, le site offre des possibilités beaucoup plus vastes que ce que l'on imaginerait au premier coup d'œil. Aussi décidons-nous de construire notre station à cap Denison, baie du Commonwealth !* »

Et pourtant... Cet endroit si charmant au premier abord se révélera être l'un des endroits les plus venteux au monde, « The Home of the Blizzard ». Tellement venteux, qu'il leur faudra attendre un an avant de pouvoir entreprendre la première expédition en traîneau.

Ils partiront donc le 18 Novembre 1912 en faisant route vers le sud puis vers l'est. Ils arriveront jusqu'à l'est du glacier Ninnis où leur collègue, du même nom, tombera dans une crevasse<sup>1</sup> en emportant avec lui une grande partie des précieuses provisions et un des traîneaux. Mertz et Mawson décident alors de faire demi-tour le plus rapidement possible. Mertz mourra dans le lit du glacier (de même nom !) de dysentérie. Seul Mawson s'en sortira, avec tout de même quelques orteils en moins... Mais le glacier Mertz apparaît sur les cartes (Figure 2).

### *Et les français dans tout ça ?*

Et bien les irréductibles Gaulois commençaient à s'ennuyer sur leur territoire voisin de Terre Adélie. Des décennies plus tard, ils se sont mis à loucher sur le glacier de leurs voisins les Australiens qui commençait à donner des signes de faiblesse glaciologique... C'est alors qu'a commencé le programme CRAC-ICE, et les opérations on ne peut plus périlleuses et non sans peine sur les traces de notre mythique héros polaire Mawson. Cette fois le navire s'appelait l'Astrolabe, les chiens de traîneau des écureuils et la cartographie a laissé place à l'installation de balises GPS.

La fin de l'histoire se déroule en 2010. En Février exactement. Le glacier se sentant observé, est alors rentré en scène... Pendant que les français souffrent d'un froid polaire, en

---

1. Crevasse du glacier West alimentant la plate forme Cook



Antarctique, c'est la fin de l'été. Et le glacier Mertz est en train de vèler. L'accouchement est long, 1 semaine, mais c'est sans compter la taille du bébé ; un iceberg de 35 km par 80 km. Il aura quand même fallu l'entrée en jeu de l'iceberg B09B. On ne l'attendait plus celui là. Prostré à l'est du glacier, il ne bougeait plus depuis des années.

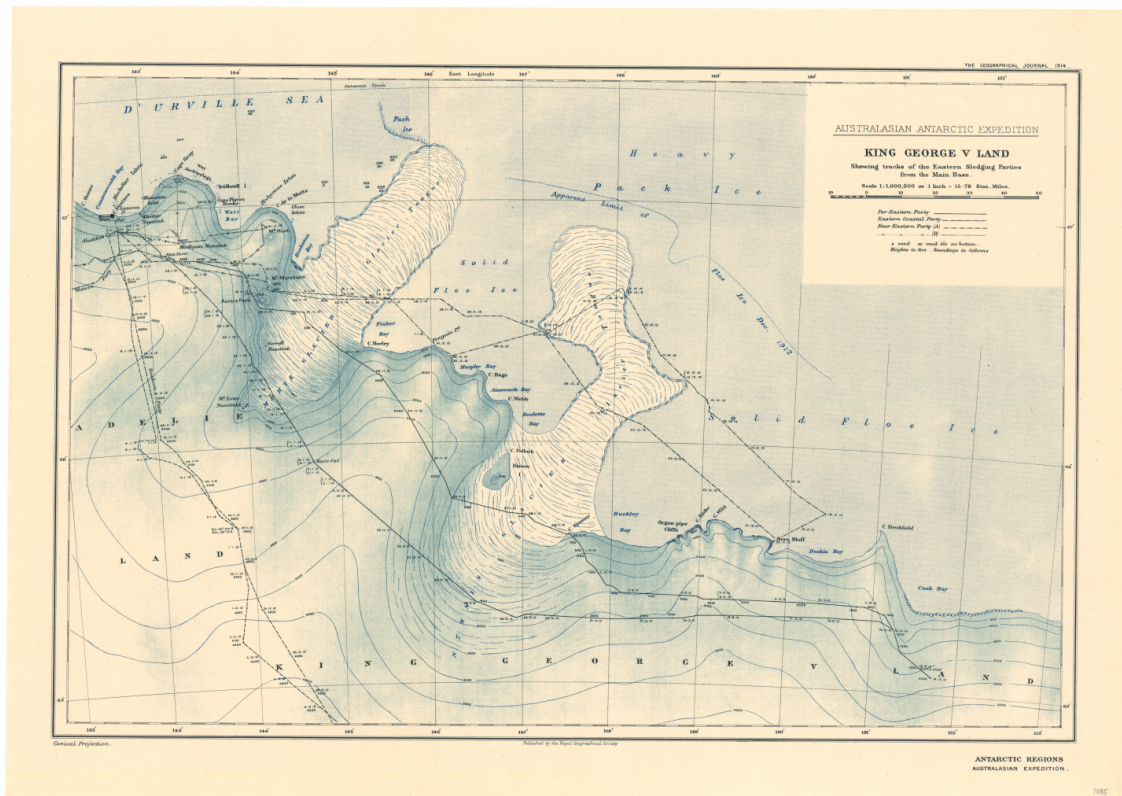


FIGURE 2 – Carte de la région Mertz dessinée lors de l'expédition de Mawson

Mais l'évènement était attendu depuis 2002, où la langue de glace souffrait déjà de contractions dans le sens est-ouest. Les témoins sont là, des GPS fixés sur la glace, emportés par le courant avec le terrain de jeu des français. X. Mertz aussi est là, dans une crevasse, emporté par la dérive de son iceberg.

Le nouveau né aura une enfance mouvementée. Mais il tracera rapidement son chemin, la ruée vers l'ouest, rencontrera des hauts fonds, avant de perdre sa moitié et de laisser place à un seul et unique iceberg. Que devient-il ? Personne ne le sait vraiment. Il est toujours recherché. Il errera probablement sans but autour du continent, avant de sortir un jour de son cercle et s'aventurer vers le nord, pour enfin disparaître dans l'océan, ou peut être dans le verre de Ricard d'un héros polaire !

-FIN-



# INTRODUCTION GÉNÉRALE

## Le vèlage<sup>2</sup> d'iceberg en Antarctique : Pourquoi ?

Depuis une trentaine d'années, de nombreux chercheurs ont commencé à s'interroger sur l'existence avérée d'un "changement climatique". Aujourd'hui, la communauté scientifique s'accorde autour de l'idée que l'avènement de l'ère industrielle il y a deux siècles, a conduit à un réchauffement global non équivoque induit par l'activité anthropique. Selon l' *Intergovernmental Panel on Climate Change* (2007), la température du globe aurait augmenté de  $+0.74^{\circ}\text{C}$  au cours du 20<sup>ème</sup> siècle, valeur à comparer à l'augmentation lors du dernier maximum glaciaire de  $+5^{\circ}\text{C}$  échelonnée sur plus de 10 000 ans. Dans ce contexte, les glaciers sont les principaux marqueurs de l'évolution du climat. Et les effets sont réciproques. Le taux actuel calculé pour l'élévation du niveau de la mer entre 1961 et 2003 est d'environ  $1.6 + / - 0.2\text{mm.an}^{-1}$  (*Domingues et al.* (2008)). La fonte des glaces continentales (glaciers, calottes polaires et plates formes de glace) représente une part importante de cette augmentation. Même si l'effet des glaces continentales sur l'augmentation du niveau de la mer a été démontré, le plus récent rapport de l'IPCC souligne que de fortes incertitudes demeurent sur ces impacts ainsi que sur le volume de glace des calottes continentales.

*" To what accuracy do we know the current rate that the Antarctic ice sheet is losing mass and contributing to sea level rise ? How can we reduce the uncertainty ? "*

Dans le cadre de la détermination du bilan de masse de l'Antarctique ou du Groenland, un des chaînons manquant est le lien existant entre l'accumulation en surface et la perte de masse.

---

2. Le terme vèlage désigne la perte de fragment de glace, appelé iceberg, d'un glacier

Les estimations établies par plusieurs études s'accordent pour dire que le Groenland est de nos jours déficitaire (*Rignot et al. (2008)*). Il est cependant trop tôt, par manque de recul, pour dire si les pertes ont augmentées au cours de ces dernières années. Mais d'après les études de *Rignot et al. (2008)*, la perte de masse du Groenland semble avoir doublée au cours de la dernière décennie et atteindrait aujourd'hui 267 milliard de tonnes de glace par an.

Dans le cas de l'Antarctique, son isolement et sa taille rendent difficile une estimation de son bilan de masse. De nouvelles observations satellitaires permettent d'en savoir plus notamment sur l'épaisseur de glace du continent, mais de grandes incertitudes demeurent sur ces résultats. Les signaux les plus clairs sont enregistrés sur la Péninsule Antarctique, où l'on enregistre nettement une perte de masse. Pourtant la surface ne représente que 7% et donc ne permet pas de conclusion à grande échelle.

La part négative de ce bilan de masse est principalement représentée par la dynamique des glaciers émissaires, glaciers situés sur la côte de la calotte et dont l'évolution est contrôlée par leur interaction avec l'océan. Ces glaciers sont à l'origine de la formation d'icebergs sur la côte par un processus de vêlage, représentant la part majoritaire de perte de masse des calottes continentales. Des études telles que celles de *Scambos et al. (2004)* ont démontré le lien qu'il existe entre l'accélération des glaciers suite à une perte de masse de type vêlage (ou amincissement).

Concernant le Groenland, l'amincissement de certains glaciers exutoires résulterait d'une accélération récente de l'écoulement de la glace. De même *Joughin et al. (2004)* ont démontré sur le glacier Jakobshavn Isbrae au Groenland (drainant plus de 6% de la surface total du Groenland) que la perte de sa langue de glace flottant sur l'eau aurait amorcé une accélération du glacier.

En dehors de l'augmentation du niveau marin, la perte de masse des plates formes de glace se manifeste aussi par un adoucissement de l'eau Antarctique de fond et des eaux de surface. Les raisons possibles de cet adoucissement incluent d'une part les changements de vents et de précipitations et par conséquent des volumes de glace de mer et d'autre part la fonte des plates formes de glace Antarctiques (*Jacobs (2004)*). Même si une grande part de l'adoucissement observé dans les parties superficielles de l'océan Austral peut être expliquée par une augmentation des précipitations nettes (*Helm (2008)*), l'adoucissement

de l'océan profond près du continent Antarctique ne peut être que partiellement expliqué par ce mécanisme, suggérant que la source est accrue par la fonte des plates formes de glace (*Rintoul (2007)*).

Enfin, un effet indirect de la fonte des glaciers, plates formes de glace et banquise est le changement d'albédo. L'eau libre absorbe 70% de plus de radiations que la glace de mer par exemple. Une surface où la glace fond permet une absorption plus forte de ces radiations et donc un effet rétro positif. Les processus qui régissent ces interactions sont donc multiples et la complexité des mécanismes est accrue par leur imbrication.

Comprendre les facteurs clés qui régissent le fonctionnement et la perte de ces glaces continentales va permettre d'améliorer les projections climatiques du niveau de la mer en terme d'amplitude et d'échelle de temps ainsi que les effets indirects liés à leur fonte.

## Enjeux et Objectifs de la thèse

Jusqu'à présent, la majorité des études sur le comportement des glaciers émissaires concernait principalement leur interaction grande échelle avec la marée (*Holdsworth (1985)*, *Holdsworth and Glynn (1981)*). Des études sur la vibration des glaciers induit par des forçages océaniques petite échelle (houle, onde d'Infra-Gravité) sur les processus de fracturation des plates formes de glace ont été principalement réalisées à l'aide de séismomètres ou de strainmeters (*Jeffries (1985)*) ou même seulement modélisées (*Vinogradov and Holdsworth (1985)*, *Gui and Squire (1989)*). L'enregistrement de ces processus à l'aide de balises GPS constitue donc une première.

Malgré de nombreuses études sur le sujet, des interrogations subsistent sur les interactions océan-glace et principalement sur la sensibilité des glaciers à une augmentation du niveau de la mer. Plusieurs modèles ont été proposés liant ainsi les variations de hauteurs induites par la marée sur les modifications de l'écoulement des glaciers. Les modèles proposés prennent en compte principalement les effets de backstress induits par les variations de hauteur (*Gudmundson (2007)*). Cependant, les études de *Legresy et al. (2004)* ont mis en évidence des effets annexes tels que le lien qu'il existe entre la direction des courants de marée et la vitesse d'écoulement, lien qui n'est plus enregistré aujourd'hui.

Les évènements de vélage des glaciers restent ponctuels et en général déduits ou observés après coup (*Fricker et al. (2005)*). L'avènement de l'imagerie satellitaire a permis de

suivre le devenir des icebergs issus de plates formes de glace, mais aucun enregistrement de l'évènement en lui-même n'est disponible.

Ainsi, **l'enjeu principal de cette thèse** a consisté à étudier en nous appuyant sur des données terrain collectés sur le glacier Mertz, les processus de fracturation de la langue de glace<sup>3</sup> d'un glacier émissaire menant ensuite à son vèlage. Dans l'ensemble de ce suivi, les différents facteurs influençant son développement ont été distingués et décrits.

**Le premier objectif de ce travail** de thèse a consisté à développer des balises GPS autonomes de manière à enregistrer les variations de position du glacier pendant la plus longue durée possible. L'objectif sous adjacent étant de permettre l'enregistrement du vèlage du glacier ainsi que ses conséquences sur le comportement du glacier en amont.

**Le second objectif de la thèse** a été de traiter les données issues de ces enregistrements de manière à obtenir la meilleure précision possible. Dans ce contexte, une nouvelle stratégie de traitement a été mise en place prenant en compte le nombre et le type de données disponibles. Les traitements ont été effectués à l'aide du logiciel GINS et d'une nouvelle technique, le IPPP (Integer Precise Point Positioning) permettant le calcul des ambiguïtés en valeur entière sur un traitement GPS absolu. La validation de ce traitement a été évaluée en comparant les résultats avec plusieurs autres logiciels de traitement ainsi que des modèles de marée.

Ensuite, **le troisième objectif de la thèse** a consisté à étudier les interactions mécaniques entre le glacier et l'océan afin de mieux comprendre ces processus et leur impact sur les mécanismes de fracturation du glacier. Les mécanismes qui ont été pris en compte sont à la fois de petite échelle à travers la vibration propre du glacier mais aussi de grande échelle par les effets de la marée sur l'ouverture des crevasses et sur la modulation de la vitesse d'écoulement.

Enfin, **le dernier objectif de ce travail** a été de décrire le vèlage du glacier qui a eu lieu en Février 2010. Les différents mécanismes en jeu ont été étudiés grâce à l'observation par imagerie satellite, mais aussi via l'utilisation d'un modèle océanographique prenant en compte différentes configurations "*pré*" et "*post*" vèlage. De cette manière, nous avons pu proposer les possibles causes de cet évènement.

---

3. partie d'un glacier émissaire passant la ligne d'échouage et flottant sur l'eau

## Plan de la thèse

Le travail présenté ici comporte deux principaux volets : un volet glaciologique où les équations fondamentales sont développées et une partie GPS-théorie et traitement.

Les principaux résultats de cette thèse sont présentés en anglais, sous forme d'articles dans les Chapitre 4 et Chapitre 5. De manière plus détaillée, ce manuscrit s'articule en 6 parties principales (le préambule étant exclu) :

- Le premier chapitre décrit les principes de base à la fois sur le bilan de masse de l'Antarctique, le fonctionnement des glaciers émissaires, leurs interactions avec l'océan et la présentation du glacier Mertz.
- Le deuxième chapitre de ce travail concerne le travail effectué sur le terrain de collecte des données dont on se servira par la suite.
- Le troisième chapitre présente les équations GPS ainsi que le principe de fonctionnement du logiciel de traitement GPS GINS utilisé et la validation des résultats.
- La qualité des traitements GPS développés dans le troisième chapitre nous permettent d'obtenir la précision suffisante pour enregistrer des oscillations de la langue de glace. L'origine et le forçage de ces signaux sont présentés sous la forme d'un article en anglais dans le quatrième chapitre.
- Le cinquième chapitre s'intéresse aux processus grande échelle régissant l'évolution du glaciers tels que la fracturation et le vèlage du glacier.

Un premier article en anglais y présente l'évolution de la fracturation de la langue de glace et les interactions mécaniques grande échelle entre le glacier et l'océan. Un second se concentre sur le vèlage du glacier. Une dernière partie en français résume ces aspects et décrit ces mécanismes à l'aide d'images satellite.

- Le sixième et dernier chapitre rassemble les résultats et présente les perspectives et travaux en cours.

### *Note au Lecteur :*

Ce manuscrit étant bilingue, les résultats issus des Chapitres 4 et 5 seront introduits en français, puis développés en anglais sous forme d'articles. Il peut donc survenir certaines répétitions au sein de ces deux chapitres.





# 1 - GLACIERS ÉMISSAIRES : EXEMPLE DU GLACIER MERTZ

*Science moves, but slowly to slowly, creeping on from point to point.*

**Tennyson, Locksley Hall**

## Sommaire

---

<b>1</b>	<b>Du flocon à l'iceberg . . . . .</b>	<b>33</b>
<b>2</b>	<b>The Iceberg factory . . . . .</b>	<b>34</b>
<b>3</b>	<b>Les glaciers émissaires sur la côte . . . . .</b>	<b>35</b>
3.1	Mécanismes généraux . . . . .	35
3.2	Dynamique intrinsèque et lois de comportement . . . . .	38
3.3	Interaction glace-océan . . . . .	46
<b>4</b>	<b>A propos du glacier Mertz... . . . .</b>	<b>52</b>
4.1	Sur la Côte George V . . . . .	52
4.2	Le Mertz, un glacier peu étudié . . . . .	56
4.3	En conclusion . . . . .	59

---



Les glaciers émissaires sont des glaciers situés sur la côte de l’Antarctique et du Groënland. De part leur position, leur évolution est modulée par l’océan principalement. Dans ce chapitre, nous allons détailler les enjeux qui entourent l’évolution de ces glaciers, leur comportement propre et leurs interactions à la fois mécaniques et thermodynamiques avec l’océan. Enfin, nous nous intéresserons à notre cas d’étude, le **glacier Mertz** et présenterons un état des lieux de sa connaissance.

## 1. Du flocon à l’iceberg

Environ 70% des réserves d’eau douce de la planète sont contenues dans le volume de glace de la calotte Antarctique. Son épaisseur est en moyenne de 2200 mètres mais elle peut atteindre plus de 4500 mètres par endroits. Le processus de formation des calottes est à peu près identique à celui des glaciers : il débute par une accumulation de neige résultant d’une fonte insuffisante ou même inexistante en Antarctique, et continue ensuite par un tassement de la neige sous son propre poids. Ce tassement entraîne une expulsion des bulles d’air contenues dans la neige et sa transformation en glace. C’est enfin le propre poids de la glace qui provoque sa déformation par fluage<sup>1</sup> et son déplacement. Un équilibre entre apport de neige, poids de la glace et ablation de neige s’effectue alors et la masse de glace stabilise son épaisseur et son étendue.

Un glacier est principalement composé de trois zones ; la première une zone d’accumulation, où les précipitations se transforment en glace (60 à 70% de la superficie), une zone de transport où la fonte reste limitée, et une zone d’ablation où la fonte entraîne une diminution de l’épaisseur de glace jusqu’à sa disparition au niveau du front glaciaire (Figure 1.2). Son bilan de masse est caractérisé par la ligne d’équilibre, limite qui sépare la zone du glacier où le bilan de masse est excédentaire de la zone où il est déficitaire. La situation en Antarctique quant à elle, est quelque peu différente. A l’intérieur de la calotte, l’accumulation est très faible, de seulement quelques centimètres par an. Près de la côte, il existe une augmentation des précipitations qui mène à une accumulation sur des altitudes proches du niveau de la mer. En plus de l’accumulation de neige, le regel de l’eau marine permet aussi une augmentation de masse de certains glaciers. Nous en reparlerons dans la section suivante. Concernant la perte de masse, la fonte de surface n’est responsable que d’une faible part de cette perte (*Torinési et al. (1992)*). Un autre

---

1. déformation irréversible d’un matériau soumis à une contrainte constante, inférieure à la limite élastique du matériau, pendant une durée suffisante.

facteur à prendre en compte est l'effet du vent qui « chasse » la neige (*Gallée and Schayes (1992)*). **Mais la part majoritaire est due au vêlage d'icebergs par ces glaciers émissaires**<sup>2</sup>.

## 2. The Iceberg factory

Avant de commencer le développement du fonctionnement des processus de vêlage d'iceberg, nous considérerons dans cette étude les calottes continentales comme étant un système comprenant à la fois le continent, la calotte, et les plates formes. Dans ce cas, l'ensemble de la perte de masse sera la glace se "séparant" des plates formes, et non pas la glace passant la ligne d'échouage.

Le vêlage d'icebergs est la principale composante de la perte de masse en Antarctique. La production d'icebergs est importante à évaluer car elle influence le comportement de l'océan Austral. Les icebergs provenant de l'Antarctique sont majoritairement tabulaires-épais et plats avec des épaisseurs de 300-500 m et souvent plusieurs kilomètres de long. Les profondeurs exceptionnelles atteintes par le plateau continental permettent à une majorité d'icebergs de flotter librement.

Leur dérive est principalement influencée par les courants, puisque 90% de leur épaisseur est située sous l'eau. De même puisque les icebergs d'Antarctique peuvent représenter plusieurs centaines de mètres sous l'eau, la bathymétrie locale constituera un facteur notable affectant leur dérive. Enfin, compte tenu du fait que les icebergs se désagrègent, leur centre de gravité change en fonction du temps. Il est donc difficile, même en connaissant les courants de présager de leur circulation.

Les plus petits icebergs, de forme irrégulière, proviennent principalement des falaises de glace ou de la désintégration des icebergs tabulaires. Une grande majorité des icebergs restent bloqués plusieurs mois voire années sur les plateaux avant de se disloquer. Pour ceux qui se déplacent, le mouvement général suit une direction de l'est vers l'ouest le long de la côte. Cependant, la péninsule Antarctique bloque le passage d'une grande partie de ces icebergs dans la région de la mer de Weddell les forçant à passer plus au nord, dans la Gyre de la mer de Weddell jusqu'à ce qu'ils sortent des eaux Antarctiques. Cette circulation

---

2. De nombreux ouvrages font références à une valeur de 50% mais aucun article ne donne de valeur directe pour l'Antarctique.

a rendu possible l'observation d'icebergs près du Cap Horn et du Cap de Bonne Espérance. A la faveur des passages de dépressions, les icebergs peuvent se trouver « aspirés » vers le nord et reprendre leur progression.

Le vêlage de grands icebergs est un sujet qui a toujours fasciné les médias, l'erreur étant de penser que de pareils événements sont les précurseurs de la destruction d'une plate-forme de glace elle-même, ou une perte de masse de la calotte (alors que la glace est déjà flottante). En 1987, l'imagerie satellite a permis l'enregistrement du vêlage de l'iceberg B09 de la plate-forme de Ross qui était d'environ 160 km de long et d'une surface de plus de 6250 km<sup>2</sup>. Le plus grand iceberg jamais identifié, appelé B15, s'est détaché de la plate-forme de Ross en mars 2000 et mesurait 295 km de long, sur une épaisseur de 100-350 m et pour une surface de plus de 11 000 km<sup>2</sup>. L'iceberg exerça ensuite une pression sur une autre partie de la plate-forme qui entraîna le vêlage d'un second iceberg de 110 km de long. B15 se sépara en deux, sept semaines plus tard.

### 3. Les glaciers émissaires sur la côte

#### 3.1 Mécanismes généraux

Avant de nous concentrer sur la dynamique des glaciers, nous allons rapidement distinguer les glaciers à partir de leurs propriétés thermiques. Il existe deux grandes catégories de glaciers : les glaciers froids (température inférieure à 0°C, typiquement les glaciers des régions polaires) et les glaciers tempérés pour lesquels la température est homogène et d'environ 0°C sauf dans la couche de surface qui est sensible aux températures négatives de la saison froide. Ce sont les glaciers froids et plus précisément les glaciers émissaires d'Antarctique (situés sur la côte du continent), qui seront étudiés dans cette thèse.

Le cycle de vie d'un glacier émissaire commence par son fluage qui l'entraîne à passer le trait de côte. Une fois passé la ligne d'échouage, le glacier va commencer à flotter (cf. Figure 1.1). La partie du glacier flottant sur l'eau est alors appelée langue de glace (cf. Figure 1.2). Si la surface de la langue de glace est très importante, on parle alors de plate-forme de glace. Une plate-forme est plus souvent issue de plusieurs glaciers dont les langues de glace se rejoignent que d'un seul fleuve de glace. Ces glaciers, ou plutôt fleuves de glace vont ensuite se structurer par leur agrégation. Une fois que les glaciers ont passé la ligne d'échouage, la faible résistance de l'eau va permettre l'accélération de leur écoulement. La présence du socle rocheux avant cette limite est un facteur clé dans l'écoulement

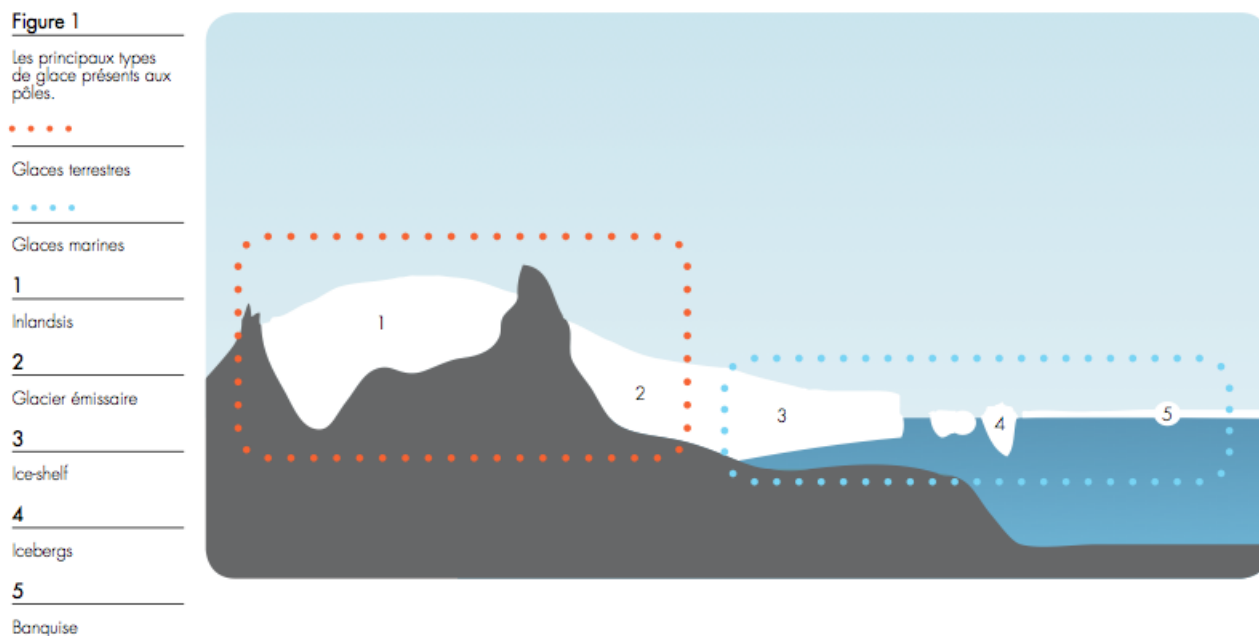


FIGURE 1.1 – *Les principaux types de glace présents aux pôles : de la calotte à l'iceberg.*  
Source : International Polar Foundation.

d'un glacier. Il se comporte alors comme un frein, plus ou moins fort. La force de freinage par le socle dépendra principalement de sa lubrification, due à l'infiltration d'eau dans les sédiments (aussi appelé *stick slip effect*, [Fischer and Clarke \(1997\)](#)). Il est donc crucial de connaître cette zone pour pouvoir prédire le fonctionnement de l'écoulement d'un glacier.

Une composante importante (et encore manquante) de la relation calotte-plate-forme est l'impact de l'évolution d'un glacier sur la calotte en elle-même. Quel est la conséquence du vêlage d'un glacier sur la calotte ? Est ce que l'on observe une accélération de son écoulement ? Et quel serait à terme la conséquence de la fonte des plates formes Antarctiques sur l'avenir de la calotte ? Il est aujourd'hui difficile de répondre à ces questions. L'idéal serait de pouvoir obtenir des informations sur la vitesse d'un glacier suite à un vêlage d'iceberg. Nous en discuterons dans le Chapitre 5.

A l'inverse, si les plates formes se désagrègent, rien n'est capable de ralentir la décharge de glace de l'intérieur de la calotte jusqu'à l'océan, pouvant entraîner ensuite une hausse du niveau de la mer. Dans ce contexte, l'Antarctique de l'ouest est l'endroit le plus vulnérable car situé en dessous du niveau de la mer (par instabilité sur les pentes positives) ([Mercer \(1978\)](#), [Joughin and Alley \(2011\)](#)).

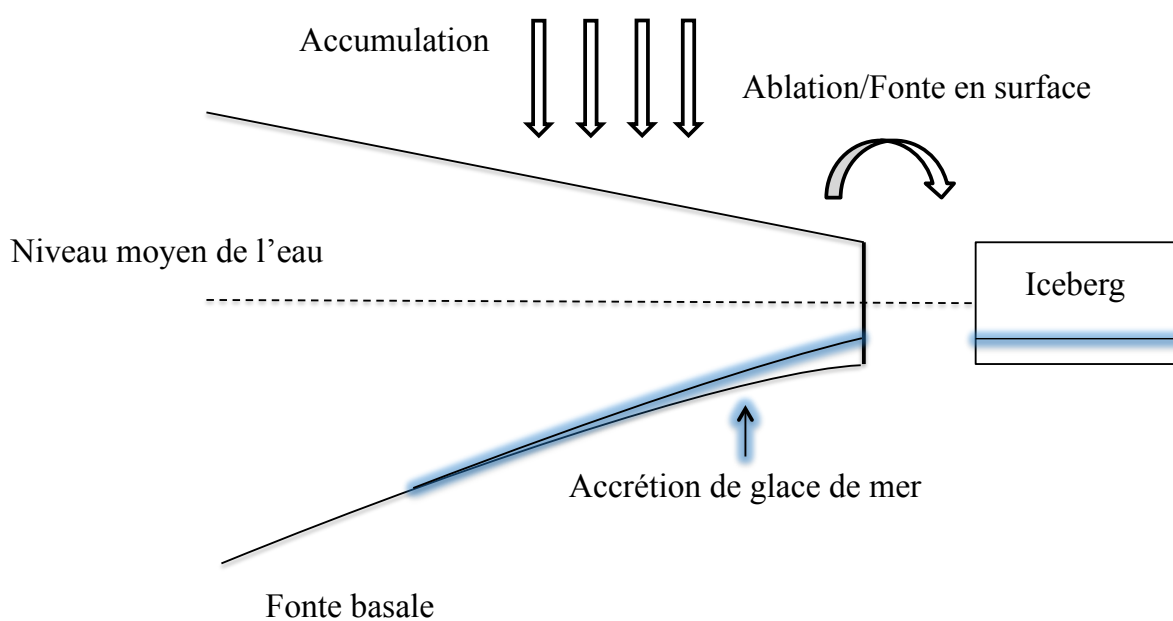


FIGURE 1.2 – Schéma d'équilibre d'une plate-forme de glace. Ces plates formes sont en équilibre dynamique entre l'accumulation de glace via les fleuves de glace, l'accumulation de neige, l'accrétion de glace marine et la perte de masse via la fonte et le vêlage d'icebergs.

### 3.2 Dynamique intrinsèque et lois de comportement

#### *a- Introduction*

Le comportement de la glace peut être séparé en deux grandes catégories dépendant de l'échelle de la déformation temporelle considérée. Nous allons développer de manière générale les principaux types considérés pour la glace avant d'aller plus en avant dans la description de chacun. *Budd and Jacka (1989b)* ont établi une distinction du comportement de la glace via 5 catégories : A- comportement élastique, B- anélastique, C- fluage "primaire", D- fluage "secondaire" et E-fluage "tertiaire". Dans les cas A et B, dans le cas où la contrainte est retirée, le solide reprend sa forme initiale instantanément (mais avec un temps de latence dans le cas B). On considère alors un comportement élastique de la glace. Pour les cas C-D-E, on s'intéresse plutôt à l'écoulement du glacier de quelques jours à quelques millénaires (E) et plutôt à l'échelle de la calotte. Les déformations seront alors importantes contrairement aux vitesses de déformation qui elles seront faibles (de l'ordre de quelques centimètres à quelques mètres par jour). Le temps d'application des contraintes (qu'elles soient un forçage océanique telle que la marée ou la houle dans le cas des glaciers flottants ou gravité) à petite échelle de temps tendra donc à une déformation de type élastique, tandis qu'à plus grande échelle on considérera l'écoulement.

#### *b- A grande échelle*

A l'échelle d'une année, la glace s'écoule comme un fluide incompressible et visqueux. Puisque la vitesse de déformation de la glace est faible (pour un glacier émissaire de l'ordre de 1000 mètres par an, *Budd and Jacka (1989a)*), les effets d'élasticité sont négligés (mais seront développés dans la section suivante dans le cas de la petite échelle).

Historiquement, les glaciologues ont longtemps hésité entre deux comportements : visqueux ou plastique. Pour un corps plastique parfait, la déformation n'apparaît qu'à partir d'une certaine contrainte ou seuil de plasticité. Ce seuil atteint, le taux de déformation est infini et les contraintes ne peuvent plus augmenter. Le corps visqueux quant à lui se déforme de façon permanente quelque soit la contrainte appliquée. Les expériences en laboratoire de Glen (*Glen (1952)*) mirent en évidence un comportement intermédiaire. Toute contrainte appliquée à la glace induit une déformation mais la relation entre la déformation et la contrainte n'est pas toujours linéaire (cf. Figure 1.3). La loi d'écoulement de la glace, ou loi de Glen, relie le taux de déformation cisailant ( $\epsilon_{xy}$ ) à la contrainte cisailante  $\tau_{xy}$ . La loi de comportement la plus simple est la loi visqueuse linéaire, qui



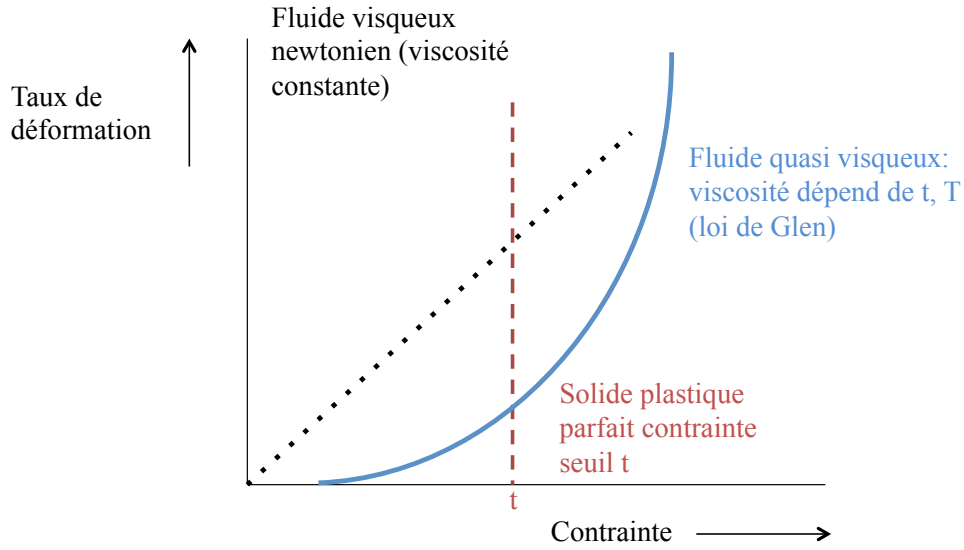


FIGURE 1.3 – Relation entre contrainte et déformation pour différents comportements rhéologiques. La glace a un comportement intermédiaire entre un fluide visqueux et un solide plastique. D'après *Remy and Testut (2006)*

s'écrit sous la forme :

$$2\eta\epsilon'_{xy} = \tau'_{xy} \quad (1.1)$$

où la viscosité est indépendante de la contrainte.

La plus complexe est la loi isotrope non linéaire où la viscosité est fonction de la contrainte, avec un coefficient A dépendant de la température T.

$$2\epsilon'_{ij} = A_T \tau'^{n-1}_{ij} \quad (1.2)$$

(n est en général égal à 3). La loi visqueuse non linéaire telle que la viscosité dépend de la contrainte s'écrit sous la forme :

$$\eta = \frac{\tau^{1-n}}{A_T} \quad (1.3)$$

Avec :

$$A_T = A_0 \exp \left( \frac{E_a}{R} \left( \frac{1}{T_f} - \frac{1}{T} \right) \right) \quad (1.4)$$

- $E_a$  : Energie d'activation
- $R$  : Constante des gaz parfaits
- $T_f$  : Température de fusion

$A_T$  dépend à la fois de la température, de l'orientation des cristaux de glace ou de la présence d'impuretés. Il va notamment varier avec l'âge de la glace. Il s'exprime selon une loi d'Arrhenius où  $A_0$  est une constante indépendante de la température  $T$ . Cette dernière valeur varie considérablement entre 40 et 140 kJ.mol<sup>-1</sup> (*Paterson (1994)*). L'exposant  $n$  est une constante dont la valeur est discutée (entre 1.5 et 4.2, voir *Budd and Jacka (1989b)* et *Marshall and Clark (2002)*) même si *Paterson (1994)* recommande une valeur de 3.

En utilisant cette géométrie à un niveau  $z$  donné, la composante du poids de la colonne de glace (d'épaisseur  $(h-z)$ ) dirigée selon l'axe des  $x$  vaut :  $\rho g(h-z) \sin \alpha$ , où  $g$  est la pesanteur,  $\rho$  la densité de la glace,  $h$  est l'épaisseur totale du glacier et  $\alpha$  la pente locale dans la direction longitudinale. Cette composante doit être équilibrée par le frottement basal (noté  $\tau_{xy}$ ) qui s'écrit donc :

$$\tau_{xy} = \rho g(h-z) \sin \alpha \quad (1.5)$$

Dans le cas simplifié d'un écoulement laminaire (avec  $u$  la vitesse longitudinale), pour lequel la composante verticale de la vitesse peut être négligée (*Paterson (1994)*), l'Equation 1.2 de départ se réduit à :

$$\frac{1}{2\left(\frac{\Delta u}{\Delta z}\right)} = A \tau_{xy}^n \quad (1.6)$$

En intégrant l'équation précédente entre un niveau  $z$  donné et la surface, on déduit pour ce cas très simplifié le profil de vitesse en fonction de  $z$  ( $u_s$  est la vitesse en surface).

$$u_s - u(z) = \left(\frac{2A}{n+1}\right)(\rho g \sin \alpha)^n (h-z)^{n+1} \quad (1.7)$$

Du fait de la valeur de l'exposant  $n$  (voisin de 3), la vitesse augmente rapidement près du lit rocheux mais beaucoup moins à la surface du glacier (*Oerlemans (2001)*). Au niveau du lit rocheux (pour  $z=0$ ), on retrouve la relation entre la vitesse en surface et la vitesse basale (notée  $u_b$ ).

$$u_s - u_b = \frac{2A}{n+1}(\rho g \sin \alpha)^n h^{n+1} \quad (1.8)$$

Notons que dans l'Equation 1.8 apparaît la vitesse basale traduisant le glissement de

masse du glacier sur le socle.

La vitesse d'écoulement subit des variations en fonction du lit rocheux, de la présence de sédiments et de la position de la ligne d'échouage, mais aussi des variations à la fois saisonnières et interannuelles. A l'échelle saisonnière, les vitesses des glaciers de montagne fluctuent avec les valeurs estivales plus fortes dans la partie basse, alors qu'en zone d'accumulation les vitesses sont maximales en hiver (*Lliboutry (1964)*). Mais ce schéma n'est pas identique pour tous les glaciers. Il existe aussi des effets rapides (de quelques jours) durant lesquels les vitesses longitudinales augmentent et coïncident avec des maximums de vitesses verticales mais aussi des périodes de forte fonte en surface qui entraînent un afflux d'eau à la base du glacier et donc une limitation du frottement sur le lit rocheux (*Zwally et al. (1992)*, *Bindschadler et al. (2003)*).

Des variations peuvent aussi survenir en fonction des courants de marée pour les langues de glace flottantes, telles que dans le cas du Mertz (*Legresy et al. (2004)*). En fonction de la direction des courants de marée dominants, la vitesse d'écoulement peut augmenter ou diminuer d'un facteur 3, par effet de frottement sur les bords rocheux. Cette partie interaction océan-glace sera développée dans le Chapitre 4.

### c- A petite échelle

La déformation élastique est une déformation réversible d'un objet : le milieu retourne à son état initial lorsque l'on supprime les sollicitations. L'élasticité linéaire concerne les petites déformations proportionnelles à la sollicitation. Dans cette gamme, l'allongement est proportionnel à la force.

Le module de Young ou module d'élasticité est la constante qui relie la contrainte et la déformation pour un matériau élastique isotrope et s'écrit sous la forme :

$$\sigma = E\epsilon \quad (1.9)$$

tels que  $\sigma$  est la contrainte (en unité de pression (Pa)),  $E$  est le module d'Young (en unité de pression) et  $\epsilon$  est l'allongement relatif ou déformation (adimensionnel). Un matériau dont le module de Young est très élevé est dit raide. En glaciologie, il existe deux grandes valeurs de module d'Young considérées : l'école *Vaughan (1995)*, qui propose une valeur du module d'Young de la glace de 0.88 GPa et celle de *Lliboutry (1964)*, qui au contraire obtient une valeur de 9.3 GPa. La méthode de mesure du module d'Young la plus simple reste bien sûr la réalisation d'un essai de traction en laboratoire. En connaissant les dimensions de l'échantillon, on peut déduire le module de Young.

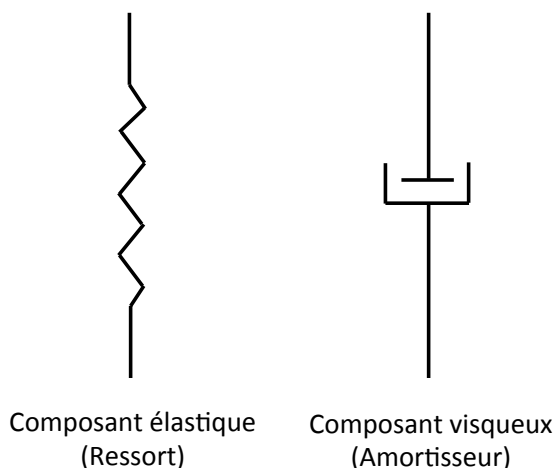


FIGURE 1.4 – Représentation schématique des composants linéaires idéaux selon les conventions habituelles : un élément élastique est représenté par un ressort, un élément visqueux par un amortisseur.

[Vaughan \(1995\)](#) détermina les valeurs du module d'Young en calculant la valeur de la flexion à la ligne d'échouage à différentes périodes de marée, de manière à déterminer, en fonction de la hauteur de marée, la déformation en surface visible. Une autre technique vise à déduire le module de Young de la fréquence propre de vibration d'une tige de matériau maintenue à ses extrémités puis sollicitée. C'est cette technique qui sera réalisé en conditions réelles dans le Chapitre 4 à l'aide de stations GPS et en considérant le glacier comme une poutre élastique<sup>3</sup> ([Lescarmontier et al. \(2012b\)](#)).

En considérant la valeur déterminée par [Lliboutry \(1964\)](#), on considère la glace comme un milieu purement élastique répondant à des contraintes de quelques minutes à quelques heures de période. Au contraire pour l'école [Vaughan \(1995\)](#), le module calculé pour des contraintes de plus grande échelle ne correspond plus à un comportement purement élastique de la glace. Le Module d'Young dans ce cas là sera assimilé à un module d'Young "équivalent". La discussion relative à la valeur de ce module sera reprise au cours de l'article "Vibrations of the Mertz Glacier ice tongue".

3. Aussi appelée poutre d'Euler-Bernoulli

### d- Les lois de vèlage

**Introduction :** Le processus de vèlage est très mal connu, probablement à cause de la difficulté et du danger lié aux observations. Ceci étant, dans la perspective de la détermination du bilan de masse de l'Antarctique, il est nécessaire de mettre en place une « loi de vèlage », c'est à dire une relation entre la vitesse de vèlage (le volume d'icebergs déchargés par unité de temps et par volume) l'épaisseur de glace, la profondeur en eau, et l'ensemble des facteurs qui peuvent le contrôler. Malgré l'importance de la compréhension de ces mécanismes et de l'impact dramatique qu'aurait une accélération ou un retrait des glaciers sur les taux de vèlage, il est encore impossible de mettre en place une loi universelle qui décrirait ces processus. Dans cette partie nous nous appliquerons donc à décrire les lois générales mais incomplètes qui existent, ainsi que les mécanismes et acteurs mis en jeu.

**Définition :** *Brown et al. (1983)*, proposèrent une relation empirique basée sur les données issues de 12 glaciers d'Alaska avec des langues de glaces non flottantes. Ils définirent le taux de vèlage  $U_c$  comme la différence entre la vitesse de la glace au front du glacier et le changement de longueur du glacier dans le temps :

$$U_c = \bar{U}_T - \frac{dL}{dt} \quad (1.10)$$

Où  $\bar{U}_T$  est la moyenne sur l'épaisseur de la vitesse du glacier,  $L$  est la longueur du glacier et  $t$  le temps. Cette équation peut aussi s'écrire en terme de flux de masse par unité de largeur, incluant les pertes par fonte :

$$Q_c - Q_M = H \cdot \bar{U}_T - H \cdot \frac{dL}{dx} \quad (1.11)$$

Où  $Q_c$  est le flux de perte par vèlage et  $Q_M$  est le taux de fonte au front du glacier et  $H$  est la hauteur de glace au niveau au front (*Motyka et al. (2003a)*). Deux approches différentes peuvent être utilisées pour résoudre ces équations. Dans la première, le taux de vèlage est estimé à partir de deux variables indépendantes, puis est décrit en utilisant la vitesse de la glace de manière à prévoir les changements de la position du front (*Sikonia (1982)*, *Bindschadler and Rasmussen (1983)*, *Siegert and Dowdeswell (2004)*) tandis que la seconde approche utilise à la fois la vitesse et les changements de la position du front pour déterminer la perte de glace par vèlage (*Van der Veen (1996)*, *Vieli et al. (2001)*; *Van der Veen (2002)*; *Vieli et al. (2002)*, *Benn et al. (2007)*, *Alley et al. (2008a)*, *Bassis*

(2010)).

**Les fonctions :** Plusieurs auteurs ont travaillé sur la relation entre le taux de vèlage des glaciers et des variables indépendantes telles que la profondeur de l'eau, la vitesse d'écoulement et le taux d'étirement. Pour un ensemble de 12 glaciers en Alaska, *Brown et al. (1983)* analysa les différentes variables capables de contrôler ces processus et démontra que la vitesse de vèlage a une forte variation linéaire avec la profondeur de l'eau  $D_w$  au front. En utilisant un plus grand jeu de données ( $n = 22$ ) issu de glaciers d'Alaska, du Groënland et des Svalbards, *Pelto and Warren (1991)* dérivèrent de la profondeur de l'eau une relation de vitesse de vèlage :

$$U_C = 70 + 8.33D_w(m.a^{-1}) \quad (1.12)$$

*Funk and Röthlisberger (1989)* démontrèrent que pour un jeu de "freshwater glaciers", les vitesses de vèlage étaient d'un ordre de grandeur plus petit que pour les "tidewater glaciers". Le contraste entre ces deux types de glaciers a été numériquement confirmé par le travail de *Warren et al. (1995)* et *Warren and Kirkbride (2003)*.

En conclusion, nous pouvons dire que toute théorie dérivant de la vitesse de vèlage d'un glacier est dépendante à la fois de la profondeur de l'eau au terminus, mais aussi du type de glacier. On peut donc en déduire l'importance de l'interaction mécanique s'exerçant entre le glacier et l'eau environnante dans le processus de vèlage.

**Contrôle de la position du front :** *Van der Veen (1996)* inversa le problème en s'intéressant aux facteurs qui contrôlent la position du terminus plutôt qu'à ceux qui contrôlent le taux de vèlage directement. En utilisant un jeu de 17 ans de données sur le Glacier Columbia (Alaska), Van der Veen démontra que la position du front a tendance à être associée avec la hauteur de la glace au dessus du niveau de l'eau. Si le glacier s'amincit, le front de vèlage se retirera jusqu'à ce que la hauteur au dessus du niveau de l'eau soit de nouveau satisfaite. Le problème de ce modèle est qu'il ne peut pas être utilisé pour la formation de plates formes de glace, car il "coupe" le terminus du glacier avant que la flottaison ne soit installée. Le modèle ne peut donc pas être utilisé pour décrire le comportement des glaciers Antarctiques qui forment des plates formes de glace.

Tous les évènements associés au vèlage d'un glacier sont une conséquence de la propagation de fractures (crevasses) en réponse à la contrainte. Un vèlage apparaît lorsque des crevasses pré-existantes se propagent suffisamment pour isoler des blocs de glace de la

partie principale du glacier. Par conséquent la localisation, l'amplitude et la date d'arrivée de ces événements sont conditionnées par la propagation des fractures. La position et la forme des fronts de vêlage quant à elles reflètent la distribution et l'orientation de ces fractures. Les questions clés qu'il faut alors se poser pour comprendre le mécanisme de vêlage sont :

- Quels sont les critères qui conditionnent la propagation des fractures à travers la glace ?
- Qu'est ce qui contrôle le taux de propagation d'une fracture ?
- Qu'est ce qui contrôle la profondeur (ou la longueur) d'une fracture ?
- Qu'est ce qui détermine l'orientation des fractures ?

Nous ne développerons pas ici ces critères du fait de la grande variété des modèles de fracturation de la glace dépendant de l'ensemble de ces critères.

#### *e- Les processus de vêlage et leur représentation dans les modèles*

Dans la partie précédente nous avons vu de manière générale le développement de lois de vêlage. Mais en réalité le vêlage ne représente pas un seul mais une grande variété de processus dépendants de la configuration dans laquelle se trouve le glacier. Le premier critère à prendre en compte est la flottaison du front du glacier. *Benn et al. (2007)* identifient quatre situations différentes où les contraintes peuvent être suffisantes pour permettre la propagation des fractures à travers la glace et entraîner le vêlage :

- dues à l'étirement de la glace associé à des gradients spatiaux dans la vitesse du glacier (habituellement introduits par la différence entre l'écoulement latéral et longitudinal du glacier)
- dues à des gradients de forces au niveau de marges (*Reeh (1968)*). *Holdsworth (1977)* analysa la déformation associée à la flexion de la langue de glace à la ligne d'échouage et aux mouvements des marées.
- dues à des zones de fontes sous glaciaires.
- lorsque des tensions sont introduites par des forces de flottaison.

Un point commun à tous ces processus est la propagation des fractures. La contrainte nécessaire au développement de fractures peut être générée de nombreuses manières, il est donc nécessaire de définir une hiérarchie des processus de vêlage afin de distinguer les mécanismes qui contrôlent la position permanente du front de ceux qui sont responsables des événements de vêlage plus localisés (*Benn et al. (2007)*). Le facteur de premier ordre contrôlant le vêlage est la vitesse de déformation que l'on peut déduire des variations spatiales de vitesse (en particulier les vitesses de friction en passant la ligne d'échouage).

Ce dernier déterminera la localisation et la profondeur des crevasses en surface. A ce processus s'ajoute un second de deuxième ordre correspondant à la fois à la propagation des crevasses en réponse aux déséquilibres de forces locales à la fonte au niveau ou sous le niveau de l'eau et enfin la flexion à la limite entre la partie flottante et non flottante du glacier.

*Alley et al. (2008b)* synthétisèrent ces processus par une relation linéaire entre l'épaisseur du glacier et les taux de vèlage, en prenant en considération des échantillons de vèlage représentatifs (Amery/ Filchner/ Riiser/ Jakobshavn/ Larsen/ McMurdo/ Nivlisen/ Ronne/ Pine Island/ Ross). La loi de vèlage de premier ordre peut être représentée dans les modèles de dynamique des glaciers en utilisant un critère de vèlage basé sur la profondeur des crevasses fonction de la vitesse d'écoulement. La modélisation des changements de la position du front et du taux de vèlage se réduit alors à la détermination de la géométrie du glacier et de la distribution spatiale de la vitesse. Le réalisme de ces modélisations de l'écoulement dépendent alors principalement du choix approprié de la loi de glissement. Enfin, la taille des icebergs et donc la position de la propagation du rift dépendra principalement du cisaillement latéral.

Toutefois un grand nombre de problèmes reste non résolu par ces modèles, notamment la conséquence de l'absence de backstress due au vèlage d'un glacier, et l'importance des processus de fonte et de regel au niveau de l'interaction océan-glace (cf. section suivante). Une question supplémentaire est la relation "maître-esclave" ou "oeuf-poule" entre le glacier et le vèlage ? Est ce que le vèlage joue un rôle de "maître" qui conditionnerait ensuite la dynamique du glacier ou à l'inverse serait-il mené par les modifications dynamiques en répondant de manière passive aux changements ? La grande diversité de processus de vèlage et la variété de facteurs qui contrôlent la vitesse d'écoulement des glaciers indiquent qu'il n'existe pas de simple relation unidirectionnelle de cause à effet et que l'ensemble des processus sont en fait totalement imbriqués. Cette question d'imbrication et de relation bidirectionnelle est posée aussi pour les liens entre les glaciers et la calotte.

### 3.3 Interaction glace-océan

#### *a- Analyse thermodynamique*

Les principaux forçages thermodynamiques agissant sur l'évolution d'une plate-forme de glace sont les processus de fonte-regel ayant lieu sous celle-ci. Nous nous intéresserons donc principalement aux transferts de chaleurs et d'eau douce qui sont associés aux chan-



gements de phase à l'interface entre l'eau de mer et la plate-forme de glace.

Il existe trois modes de transferts thermiques : la conduction, la convection et le rayonnement. Les deux types de transferts ayant lieu sous une plate-forme sont la conduction et la convection. Les équations principales régissant ces forçages et développées dans les modèles d'interaction océan-glace sont dérivés de la Loi de Fourier, où la quantité de chaleur transférée par conduction  $Q_c$  est donnée pour une surface B à travers l'équation (*Pitts and Sissom (1977)*) :

$$\frac{Q_c}{B} = -\frac{k\partial\Delta T}{\partial\Delta n} \quad (1.13)$$

Tel que  $\frac{\Delta T}{\Delta n}$  est le gradient de température dans la direction normale à la surface B. La conductivité thermique  $k$  est une constante déterminée empiriquement et dépendant des conditions de température et de pression. Le signe moins provient de la seconde loi de la thermodynamique telle que le transfert d'énergie thermique doit se faire d'une région plus chaude à une région plus froide. Cette équation est appropriée dans le cas de l'étude de la formation de glace dans l'eau douce et doit être reprise dans le cas de l'eau salée.

La majorité des processus se concentrent à l'interface entre la glace et l'eau. Trois équations représentent alors la conservation de chaleur et de sel (*Holland and Jenkins (1999)*). Les trois variables qui sont déterminées par ces trois équations sont : la température  $T_b$ , la salinité  $S_b$  à la base de la plate-forme, et le taux de fonte  $m$ .

La paramétrisation des flux de chaleur et d'eau douce, qui prennent place à la base de l'interface océan-glace est efficace grâce à la différence significative d'ordre de grandeur entre l'écoulement lent de la plate-forme (par exemple  $10^{-5}\text{m.s}^{-1}$ ) et l'écoulement rapide de l'eau ( $10^{-1}\text{m.s}^{-1}$ ). Cette approche permet à la fonte et au regel d'être simultanés sur toute la surface. La conservation de chaleur et de salinité s'écrit alors :

$$\rho_i(L - c_i\Delta T)m = \rho_w\gamma_T(T_b - T) \quad (1.14)$$

$$\rho_i(\Delta S)m = \rho\gamma_s(S_b - S) \quad (1.15)$$

Où  $m$  est le taux de fonte,  $\rho_i$  est la densité de la glace (supposée être de  $916 \text{ kg.m}^{-3}$ ),  $\rho$  est la densité de l'eau océanique,  $L$  est la chaleur latente de fusion de la glace ( $3.35.10^5 \text{ J.kg}^{-1}$ ),  $c_i$  et  $c_w$  les capacités thermiques de la glace ( $2009 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ) et de l'eau ( $3974 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ), respectivement.  $\Delta T$  est la différence de température entre l'intérieur de la plate-forme,  $T_i$  ( $-20^\circ\text{C}$ ) et la température de regel à la base de la plate-forme,  $T_f$ .  $T$  est la température et  $S$  la salinité de l'eau en dehors de la base de la plate-forme (cf. Figure 1.5).

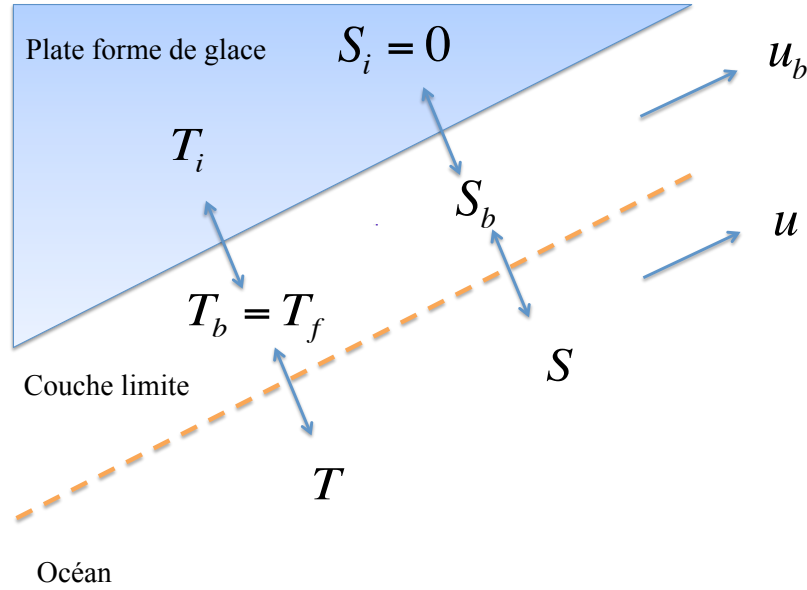


FIGURE 1.5 – Représentation schématique des transferts de chaleur et de sel à la base d'une plate-forme de glace. La pente de la plate-forme est exagérée pour la représentation.

L'hypothèse est qu'il n'y a pas de sel dans la plate-forme, ce qui simplifie l'équation :

$$\rho_i S_b m = \rho \gamma S (S_b - S) \quad (1.16)$$

Les paramètres  $\gamma_T$  et  $\gamma_S$  sont les coefficients qui représentent les transferts de chaleur et de sel à travers la couche limite. [Jenkins \(1991\)](#) utilisa une approximation pour formuler l'expression de  $\gamma_T$  et  $\gamma_S$  en :

$$\gamma_T = \frac{u_d}{2.12 \ln\left(\frac{u_d h}{\nu}\right) + 12.5 P_r^{\frac{2}{3}} - 9} \quad (1.17)$$

$$\gamma_S = \frac{u_d}{2.12 \ln\left(\frac{u_d h}{\nu}\right) + 12.5 S_c^{\frac{2}{3}} - 9} \quad (1.18)$$

où le nombre de Prandtl ( $P_r$ ) est le rapport entre la viscosité et la diffusivité thermique et le nombre de Schmidt ( $S_c$ ) est le rapport entre la viscosité et la diffusivité saline. La viscosité cinématique de l'eau de mer,  $\nu$  ( $1.95 \cdot 10^{-6} \text{m}^2/\text{s}$ ) est considérée constante ([Holland and Jenkins \(1999\)](#)) sur toute l'épaisseur de la couche limite,  $h$ . La vitesse de frottement,  $u_d$  est définie en fonction du cisaillement à l'interface océan-glace :

$$u_d^2 = c_d u^2 \quad (1.19)$$

où  $c_d$  est un coefficient non dimensionnel (0.0025) et  $u$  est la vitesse des courants océaniques. A noter que la glace est considérée comme stationnaire. La version linéaire du point de congélation de l'eau de mer en fonction de la salinité et de la pression est :

$$T_f = \alpha S_b + b + c_p \quad (1.20)$$

Où  $\alpha$  égal à  $(-5.73.10^{-2} \text{Cpsu}^{-1})$ ,  $b$   $(8.32.10^{-2} \text{C})$ ,  $c$  est le changement du point de congélation avec la pression  $(-7.61.10^{-4} \text{Cdbar}^{-1})$  et  $P$  est la pression à la base de la plate-forme de glace. Les Equations 1.13, 1.15 et 1.19 peuvent être résolues simultanément (en utilisant une couche de mélange et des propriétés de glace connues) pour calculer les flux de chaleur et de d'eau douce (salée) dans l'océan. (*Scheduikat and Olbers (1990)*; *Hellmer et al. (1998)*; *Holland and Jenkins (1999)*). Ceci a déjà été réalisé précédemment pour plusieurs simulations de débit sous les plate-formes (par exemple, *Beckmann et al. (1999)*, *Timmermann et al. (2002)*, *Holland and Bitz (2003)*, *Galton-Fenzi (2009)*).

### *b- Circulation sous glaciaire*

Les eaux les plus denses contribuant à la circulation thermohaline globale sont formées dans l'océan Austral, le long de la marge continentale Antarctique. Les propriétés de ces eaux seront principalement conditionnées par les échanges océan-glace, qui comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, sont contrôlées par les échanges de chaleur et d'eau douce.

La température de fusion de l'eau est déterminée par la pression. Lors de la descente en profondeur, la température de fusion diminue. L'eau arrivant dans les cavités de la plate-forme de glace est un mélange de CDW (Circumpolar Deep Water) circulant autour de l'Antarctique et de HSSW (High Salinity Shelf Water) créée lors de la formation de la banquise et relativement plus salée (*Galton-Fenzi (2009)*). Mais ces masses d'eau océanique pénétrant dans les cavités sont plus chaudes que la température de fusion locale. L'interaction de ces eaux avec la base de la plate-forme entraîne la fonte basale de la glace. L'eau nouvellement formée par cette fonte peut ensuite se mélanger avec celle environnante et entraîner la formation de ISW (Ice Shelf Water), plus froide que l'eau de surface.

Même si la ISW est plus froide, elle est plus douce que l'eau autour et moins dense : elle remonte sous la plate-forme de glace. La circulation associée à ce processus est connue sous le nom d'« ice pump » (*Lewis and Perkin (1986)*). En remontant, la température

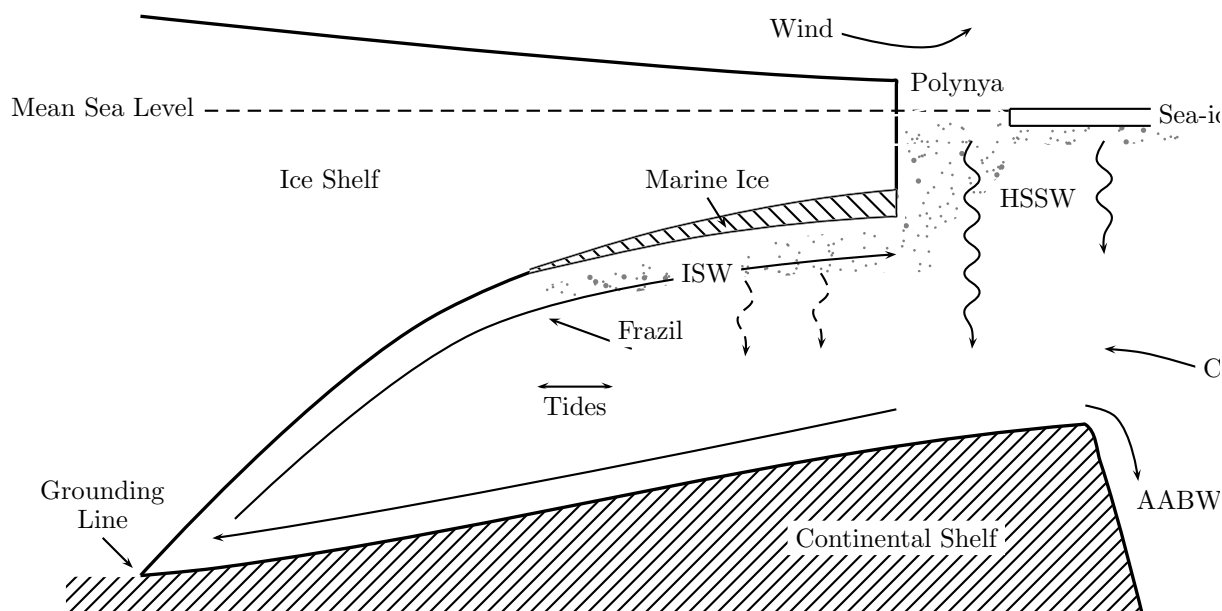


FIGURE 1.6 – Schéma représentant le mécanisme "d'ice pump" (illustré par les lignes droites et courbes). Le flux de CDW (Circumpolar Deep Water) se mélange avec les masses d'eau issues de la formation de banquise (lignes pleines) comme la HSSW (High Salinity Shelf Water) et ensuite coule le long du fond entraînant de la fonte. L'eau qui est formée lors de la fonte remonte ensuite le long de la plate-forme et devient localement plus froide que l'eau qui l'entoure. Ce processus mène à la formation de frazil (points sur la figure) et d'accrétion basale de glace de mer. L'eau qui est produite par le mécanisme de regel est analogue à celle responsable de la formation de banquise (lignes en pointillés). Ces processus sont importants pour la formation d'eau profonde telle que l'AABW (Antarctic Bottom Water). Source : [Galton-Fenzi \(2009\)](#)

de fusion locale augmente ce qui entraîne le regel de l'ISW directement à la base de la plate-forme de glace. Ce regel permet à la fois la formation de petits cristaux de frazil dans la colonne d'eau qui peuvent ensuite s'agréger à la base de la plate-forme de glace et s'accrêter sous forme de glace marine.

Ces deux processus de regel sont importants dans la dynamique des échanges océan-glace mais aussi dans la formation de l'eau profonde telle que AABW (l'Antarctic Bottom Water) qui est un facteur clé dans la circulation thermohaline globale ([Jacobs \(2004\)](#), cf. Figure 1.6). Une autre composante liée à ce processus de formation d'eau dense et froide est induite par les polynies. Celles-ci se développent principalement à l'ouest des plates formes de glace et sont initiées par les vents catabatiques. En descendant les pentes, ces vents arrivent sur la côte et vont induire la formation de banquise, qui sera ensuite expulsée vers le large en laissant derrière elle une eau froide très salée (le sel étant expulsé

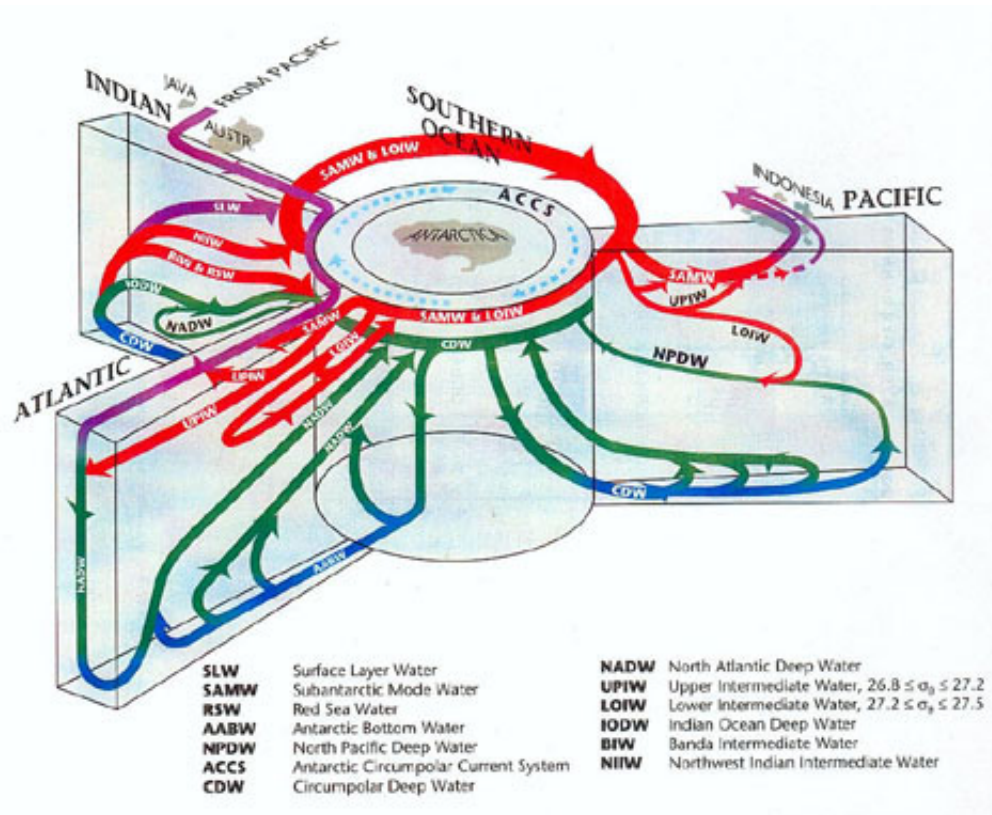


FIGURE 1.7 – Schéma de circulation de l'eau Antarctique de fond. Source : W.J. Schmitz, *On the World Ocean Circulation, vol. II*, Woods Hole Oceanographic Institution, 1996.

lors de la formation de la banquise).

A plus grande échelle, les changements de température et de salinité qui ont été observés dans les masses d'eau Antarctiques peuvent influencer les schémas de circulation et mener à des modifications des plates formes de glace Antarctiques ([Jacobs et al. \(2002\)](#); [Aoki et al. \(2005\)](#)). L'effet dû à la fonte des plates formes sur la formation de AABW n'est pas bien connu. On pense que la formation d'eau profonde pourrait s'interrompre lors d'une augmentation de la fonte de glace, le mélange avec l'eau douce augmentant la flottabilité de l'eau dense, à tel point qu'elle ne pourrait plus pénétrer dans l'océan profond.

### c- Interaction mécanique

Cette partie ne constitue qu'une courte introduction et sera d'avantage développée dans les chapitres *processus de petite échelle* et *processus de grande échelle*.

Les forçages océaniques sont à la fois thermodynamiques et mécaniques. Le principal acteur de formation des crevasse des glaciers émissaires ou "tidewater" est généralement la marée. Dans le cas de glaciers se développant sous forme de langues de glace, les courants vont entraîner des mouvements de flexion qui vont "fatiguer" la glace et la fragiliser. Mais le spectre océanique est large : de quelques secondes (houle, ondes d'Infra-Gravité) à plusieurs heures ou jours (pour la marée).

*Holdsworth* (1977) a longtemps étudié tous les processus responsable de la fatigue de la glace qui peuvent à terme entraîner le vèlage d'icebergs. En fonction de la région, il existe un grand nombre de mécanismes différents allant des tsunamis, au passage des tempêtes (*Zumberge* (1962)) en finissant par les courants de marée (*Holdsworth* (1985)). Le spectre océanique arrivant sur un glacier va interagir avec celui-ci, qui va ensuite se comporter comme un filtre, avec des caractéristiques de filtrage dépendant de la géométrie de la plate-forme et de l'épaisseur de glace (*Holdsworth and Glynn* (1981)). Si une fréquence du spectre océanique correspond à l'une des fréquences fondamentale du glacier, il entre alors en résonance ce qui entraîne la fatigue de la glace et le développement de crevasses. Dans ce cas, la couverture de banquise aura une grande importance sur le spectre océanique interagissant avec les glaciers, filtrant les fréquences de plusieurs dizaines de secondes attribuées à la houle. Les ondes d'Infra-Gravité quand à elles, qui se forment suite au passage des dépressions au nord de l'Antarctique (*Bromirski* (2009), *Bromirski et al.* (2010)) ont des périodes de plusieurs minutes, ne sont pas stoppées par la banquise et peuvent impacter directement les plates formes de glace.

Un autre processus connu dans le processus de vèlage des glaciers émissaires est la collision entre icebergs. Mais ce processus est directement lié aux courants dans la région qui sont responsables de leur trajectoire (*Swithinbank et al.* (1977)). On comprend facilement que ce processus soit auto alimenté : dans une région où des icebergs passent, les glaciers vont avoir tendance à relarguer plus facilement d'autres icebergs.

## 4. A propos du glacier Mertz...

### 4.1 Sur la Côte George V

Le glacier Mertz est un glacier émissaire situé sur la côte du roi George V en Antarctique de l'est (cf. Figure 4.1, Figure 1.9), à environ 240 kilomètres de la station Antarctique



française Dumont d'Urville. La côte George V est caractérisée par les glaciers Mertz et Ninnis et la plate-forme Cook, produisant de longues langues de glace de plusieurs kilomètres de long. Ces langues de glaces produisent ensuite de façon régulière des icebergs venant s'échouer sur les hauts fonds de la côte (cf. Figure 5.14).

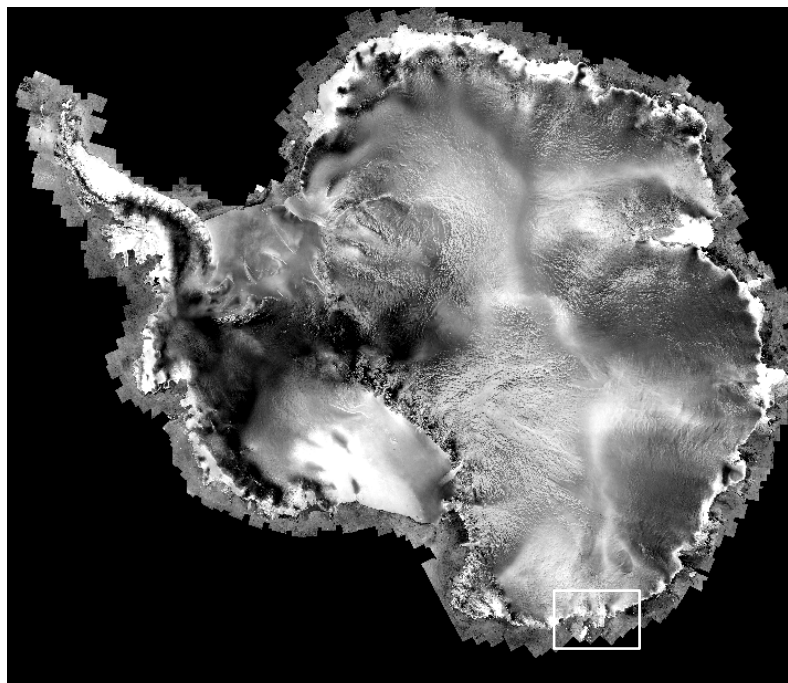


FIGURE 1.8 – Image Mosaïc SAR de la mission RAMP AMM-1 400 (*Antarctic Mapping Mission 1, Septembre-Octobre 1997*) de l'Antarctique avec localisation de la côte George V et du glacier Mertz en Antarctique de l'est. ©Canadian Space Agency.

Cette région a été reportée sur les cartes pour la première fois lors de la première expédition Australienne menée par Douglas Mawson en 1911-1914. Suivie ensuite une expédition soviétique (1957) où la production d'iceberg par les glaciers Ninnis et Mertz fût mentionnée pour la première fois. Enfin en 1979, l'expédition Deep Freeze permit la production d'une première bathymétrie de la région ([Domack and Anderson \(1983\)](#)). La bathymétrie de la région est caractérisée par la présence d'une large vallée qui s'étend parallèlement à la côte. Le bassin quand à lui atteint des profondeurs de 1000 à 1400 m. Une marge continentale s'étend à 150 km de la côte avec des profondeurs de quelques centaines de mètres. Le vélage cyclique d'icebergs par Mertz et Ninnis joue un rôle majeur dans le modelage de la marge continentale ([Barnes \(1987a\)](#), [Barnes \(1987b\)](#)).

Une des particularités océanographique de la zone de la côte George V est sa polynie, localisée à l'ouest du glacier Mertz. Cette polynie est initiée par les vents catabatiques qui

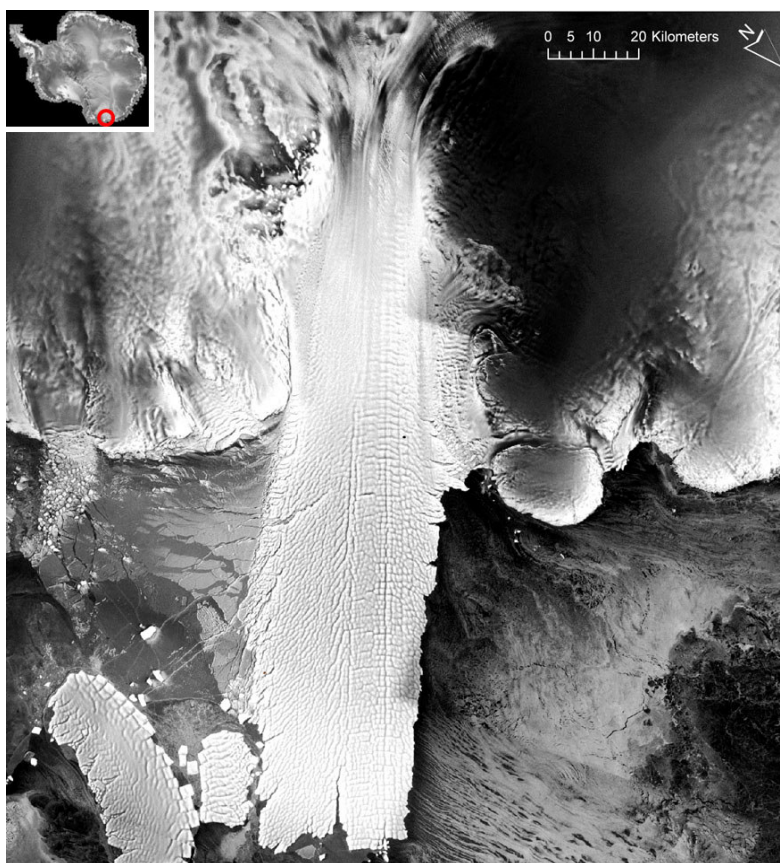


FIGURE 1.9 – Image RADARSAT-1 de la langue de glace du glacier Mertz acquise pendant la mission MAMM (Modified Antarctic Mapping Mission) en 2000. © Canadian Space Agency.

comptent parmi les plus forts au monde. Cette eau froide et dense va alors plonger pour alimenter une branche de la circulation thermohaline globale ([Kern et al. \(2007\)](#), [Rintoul \(2007\)](#), Figure 1.7). Ce genre de polynie se forme à l'ouest des grands glaciers émissaires de l'Antarctique, qui mettent en place une configuration propice à la circulation de vents violents. La polynie de Mertz a été active jusqu'à février 2010 lors du vêlage du glacier Mertz et les équipes de Steve Rintoul (CSIRO) et Marie-Noëlle Houssais (LOCEAN) suivent toujours son évolution du point de vue océanique. Les glaciers Mertz, Ninnis et Cook sont à l'origine de la formation d'icebergs, qui ensuite peuvent rester bloqués dans la région pendant 5 à 13 ans ([Massom et al. \(2001\)](#), [Massom \(2003\)](#)). Les icebergs "s'échappant" des hauts fonds auront un impact temporaire sur la polynie du glacier Mertz plus à l'ouest. Ce point sera repris dans le Chapitre 5.

Le glacier Mertz est principalement caractérisé par ses dimensions : 35 kilomètres de



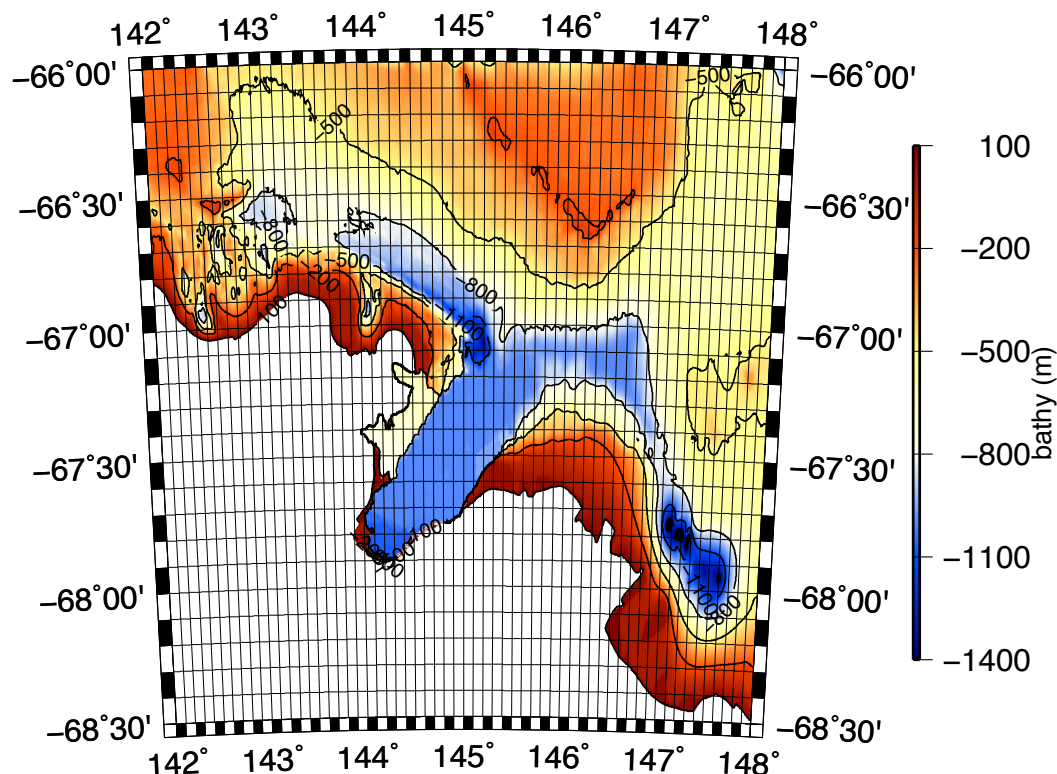


FIGURE 1.10 – Bathymétrie de la région du Mertz. Sa construction est développée dans l'article [Mayet et al. \(2012\)](#).

large, plus de 150 kilomètres de long et environ 300-400 mètres d'épaisseur (cf. Figure 1.11, Figure 1.12). Il possède une langue de glace proéminente qui s'étend sur plus de 100 kilomètres et qui flotte sur l'eau (cf. Figure 1.9).

Ce glacier commence son développement par l'union de deux fleuves de glace en amont de la ligne d'échouage avec une branche est et une branche ouest. Chaque branche se rencontre ensuite. La branche ouest va avoir tendance à entraîner la seconde lors de leur jonction. Les grandes structures visibles (cf. Figure 1.14) seront donc orientées différemment.

Une autre structure remarquable est la *fast ice* ou banquise pluri-annuelle située à l'est du glacier. L'évolution de cette glace de mer pérenne a été longtemps étudiée par les équipes australiennes menées par Rob Massom. L'âge de cette glace est évaluée à 35 ans ([Massom et al. \(2010\)](#)). Elle est attachée au glacier et suit son évolution dans le temps. L'origine de cette glace et les hypothèses expliquant sa pérennité ne sont pas encore identifiées.

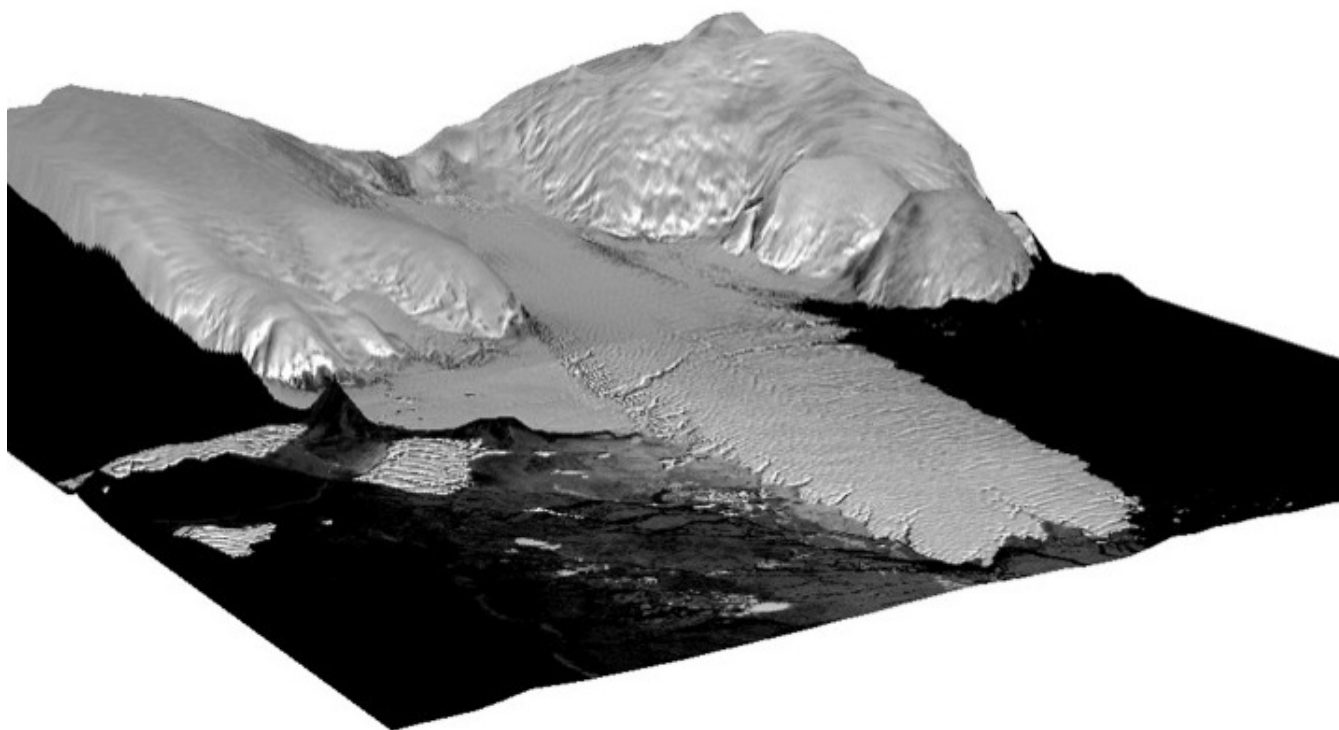


FIGURE 1.11 – Image drappée sur le DEM-SPIRIT du glacier Mertz (*Korona et al. (2009)*). ©CNES 2008 / Distribution Spot Image.

La côte George V (cf. Figure 5.14) est reconnue comme une zone de "pièges" à icebergs (*Frezzotti et al. (1998)*) non seulement pour les icebergs produits sur place, mais aussi pour ceux provenant de la mer de Ross. Le temps de résidence d'un iceberg est de plusieurs années voire plusieurs dizaines d'années. De ce fait, leur impact sur l'évolution de la région aura une influence à la fois sur le court terme, mais aussi sur le plus long terme.

## 4.2 Le Mertz, un glacier peu étudié

Les premières estimations de la décharge du Mertz ont été réalisées par *Wendler et al. (1996)*. Ils déterminèrent que la langue de glace s'est développée d'au moins 110 % en 80 ans. Entre 1962 et 1993, la langue de glace a avancé d'environ 26 km, i.e.  $840 \text{ m.a}^{-1}$ . Etant donné que la langue de glace est flottante et que les calculs ont été faits en absence de vêlage, cette valeur pouvait être considérée comme la vitesse d'écoulement approchée au passage de la ligne d'échouage (avec une augmentation une fois cette ligne passée).

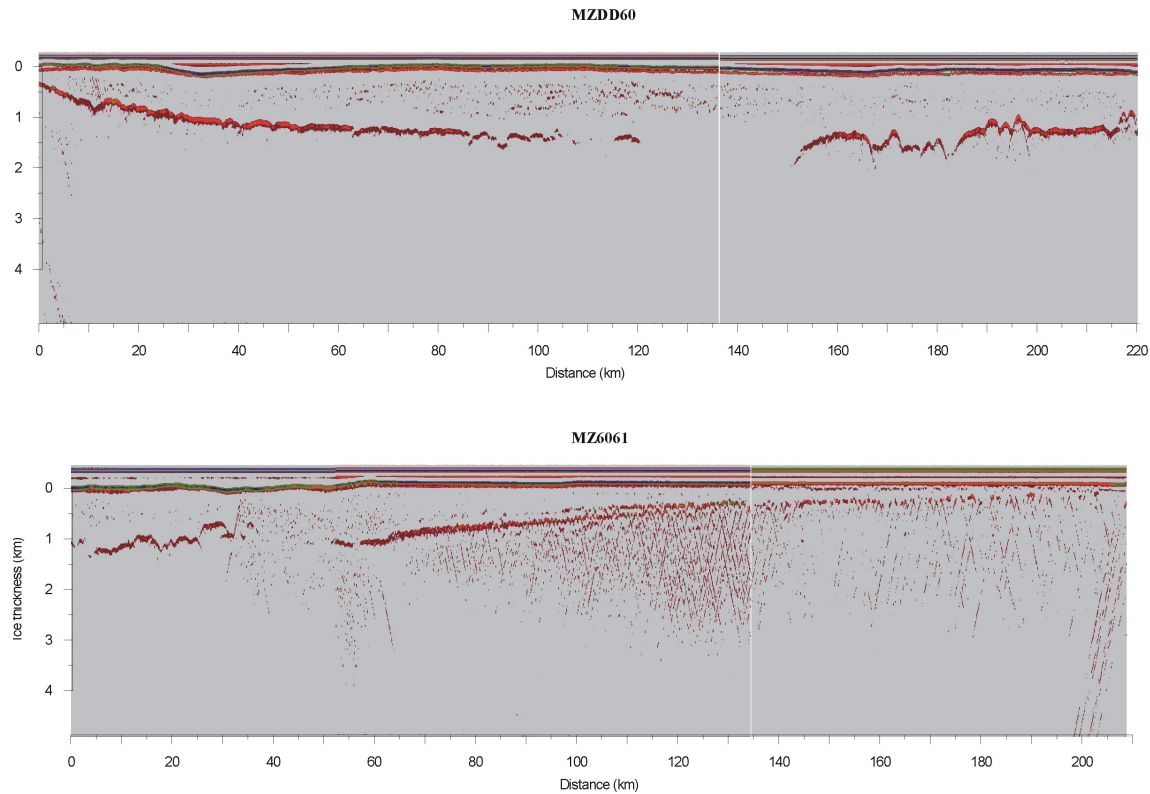


FIGURE 1.12 – Profil d'épaisseur du glacier Mertz calculé à partir de données de Radio-echo sounding (RES). Le profil a été effectué à partir de la zone d'échouage ( $Distance=0$  km) jusqu'au front du glacier par l'Italian Antarctic Expedition.

Par ailleurs, [Wendler et al. \(1996\)](#) utilisèrent des images SAR séparées de 19 mois chacune pour déterminer la vitesse de la langue de glace à moyen terme. Une valeur moyenne de  $1020 \text{ m.an}^{-1}$  a été calculée suggérant qu'il n'existe pas de réelle différence entre la vitesse d'écoulement sur long et court terme. Mais cette étude se limitait à la zone de la langue de glace. Leur estimation de la vitesse de surface permis une première estimation de la décharge du glacier Mertz :  $14 \text{ km}^3.\text{a}^{-1}$  était alors proposée. Ensuite, [Frezzotti et al. \(1998\)](#) estimèrent que le taux de décharge cumulé des glaciers Mertz et Ninnis est de  $62 \text{ Gt.an}^{-1}$ . [Rignot \(2002\)](#) calcula une surface du bassin de drainage de  $83\,080 \text{ km}^2$  et suggéra que la valeur de [Wendler et al. \(1996\)](#) était sous évaluée car les mesures avaient été réalisées au niveau de la langue de glace, où les processus de fonte basale sont les plus importants. Pourtant [Berthier et al. \(2003\)](#) démontra que les résultats de [Rignot \(2002\)](#) étaient supérieurs à la réalité de par l'utilisation de cartes d'accumulation qui surestimaient le taux d'accumulation.

[Frezzotti et al. \(1998\)](#), démontrèrent que l'évolution de la longueur de la langue de

glace est loin d'être linéaire : de 150 km en 1912, à 113 km en 1958 elle augmenta de nouveau à 155 km en 1996. Ils conclurent qu'au moins un vélage s'était produit entre 1912 et 1956. *Berthier et al.* (2003) calculèrent de nouveau le champ de vitesse du glacier Mertz, en utilisant une paire d'images Landsat de 2000-2001 de 30 m de résolution au sol autour de la zone d'échouage. Ils utilisèrent plus de 16700 points et un algorithme de corrélation croisée. Ils estimèrent la décharge du Mertz à environ  $17.8 \pm 1.2 \text{ km}^3.\text{a}^{-1}$  valeur qui comparée à la valeur annuelle d'accumulation de  $21.3 \text{ km}^3.\text{an}^{-1}$  nous montre qu'il existe environ 20 % de plus d'accumulation que de décharge, dû à une supposée surestimation de l'accumulation. Enfin, ils calculèrent une fonte basale d'environ  $11 \pm 3.9 \text{ m.a}^{-1}$  plus faible que les précédentes estimations de  $18 \pm 6 \text{ m.a}^{-1}$  par *Rignot* (2002).

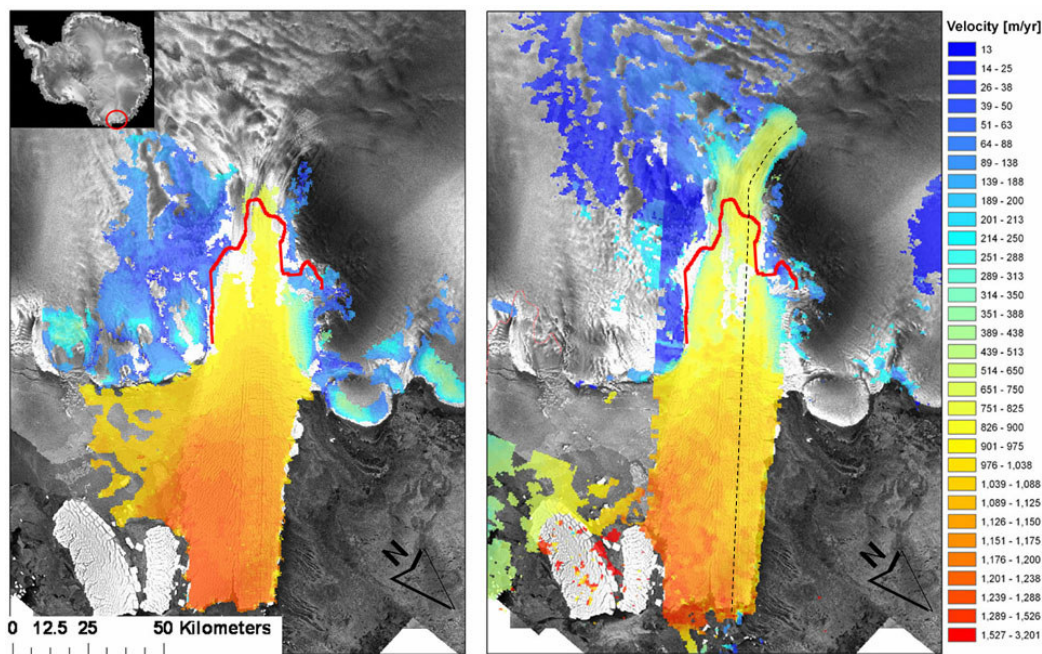


FIGURE 1.13 – Vitesse de surface moyennée sur 3 ans (1997 à 2000) à partir des images RADARSAT-1 des missions AMM-1 (1997) et MAMM (2000) à gauche et vitesse de surface calculée sur 48 jours (à droite) à partir des images RADARSAT-1 de la mission AMM-1. Les lignes rouges représentent la position de la ligne d'échouage déterminées par interférométrie SAR par *Potzsche et al.* (2000). Source : *Wuite* (2006).

Plus récemment, *Legresy et al.* (2004) démontrèrent à l'aide d'enregistrements InSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar) et GPS (au bout de la langue de glace) que les courants de marée ont une importance sur les mouvements de la langue de glace, exer-

gant des pressions suffisantes pour créer une flexion. Les rochers situés à l'est du glacier représentent une barrière qui stoppant la flexion de la langue de glace lorsque les courants sont orientés vers l'est. La vitesse d'écoulement du glacier passe alors de 6.8 m/jour à 1.9 m/jour.

Enfin [Wuite \(2006\)](#) utilisa dans le cadre de sa thèse des techniques de calcul de vitesse de surface à partir du "feature tracking". Il utilisa principalement les images RADARSAT-1 des missions AMM-1 (1997) et MAM (2000) de 25 m de résolution. Il détermina une vitesse moyenne de 1200 m/an, ce qui conforte les résultats de [Wendler et al. \(1996\)](#) avec une asymétrie dans la vitesse, comme nous le montre la Figure 1.13, 70 m/an plus forte à l'est qu'à l'ouest, probablement à cause de la présence de hauts fonds à la pointe ouest du front du glacier. Il détermina également un taux de vèlage d'environ 150 m/an, avec une longueur critique de la langue de glace de l'ordre de 80 à 90 km.

### 4.3 En conclusion

Le glacier Mertz a été très peu étudié pendant de nombreuses années. Les équipes australiennes de ACE (Australian Antarctic Climate and Ecosystem) et du LEGOS (Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiale) à Toulouse se sont intéressées de nouveau à ce glacier en 2000, depuis que l'observation de l'ouverture du rift est du glacier avait été notée (cf. Figure 1.14). A cette époque, ces deux équipes avaient anticipé le vèlage du glacier qui a eu lieu le 12-13 Février 2010. Le Mertz représente un parfait exemple d'étude des processus de fracturation et de vèlage de glaciers en Antarctique de l'est, tout d'abord de par sa localisation (à seulement 240 km de la station française Dumont d'Urville, qui permet la mise en place de mission terrain), mais aussi parce que ses dimensions conséquentes le rendent facilement observable à l'aide d'images satellites. Enfin, le drainage de glace du Mertz et du Ninnis représente une part très significative de la perte de masse de l'Antarctique de l'est.



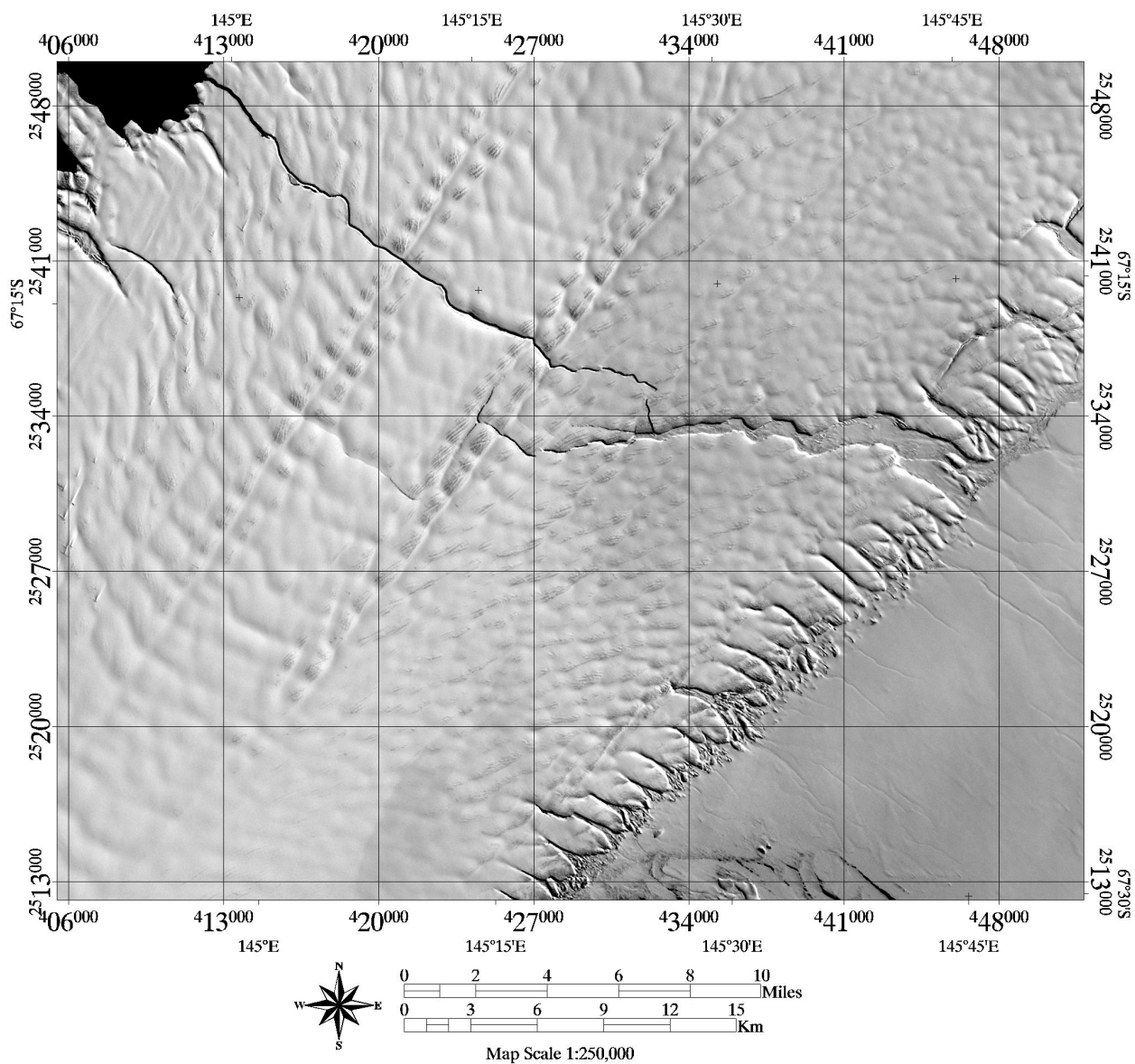


FIGURE 1.14 – Image Landsat de Février 2003 représentant les deux crevasses principales du glacier Mertz. ©Landsat imagery courtesy of NASA Goddard Space Flight Center and U.S. Geological Survey.

## 2 - EN ANTARCTIQUE

*Pour explorer le champ des possibles, le bricolage est la méthode la plus efficace.*

**Hubert Reeves**

### Sommaire

---

<b>1</b>	<b>Les projets CRAC-ICE et SPIRIT dans le cadre de l'année polaire internationale . . . . .</b>	<b>63</b>
1.1	Etude de l'évolution des glaciers émissaires . . . . .	63
1.2	Logistique et planning des missions CRAC-ICE . . . . .	65
<b>2</b>	<b>Développement des balises GPS . . . . .</b>	<b>66</b>
2.1	Adaptation aux conditions Antarctiques . . . . .	66
2.2	Développement d'un système de communication . . . . .	68
<b>3</b>	<b>Bilan des missions terrain : Le réseau d'observation du Mertz</b>	<b>71</b>
3.1	Perspectives et développements à venir . . . . .	72

---





# 1. Les projets CRAC-ICE et SPIRIT dans le cadre de l'année polaire internationale

## 1.1 Etude de l'évolution des glaciers émissaires

Les régions polaires sont des témoins privilégiés des évolutions environnementales et climatiques à l'échelle de la planète. La découverte du trou d'ozone en 1980, conséquence de l'utilisation essentiellement dans les pays de l'hémisphère nord de Chlorofluorocarbonates, a permis de mettre en évidence le lien fort entre les pôles et le reste de la planète. La première et la seconde année polaires internationales ont eu lieu il y a respectivement 130 ans et 30 ans. Les résultats obtenus lors de ces précédentes années polaires sont aujourd'hui à la base des travaux actuels sur le climat et la structure interne de la planète. En rassemblant de nouveau la communauté scientifique en 2007-2008, l'objectif du WMO (World Meteorological Organisation) et de l'ICSU (International Council for Science) était de permettre une avancée importante des connaissances sur les régions polaires notamment dans le contexte actuel de changement climatique. Les campagnes françaises développées dans le cadre de l'API (Année Polaire Internationale) sont mises en œuvre par l'IPEV (Institut Polaire français Paul Emile Victor) et s'effectuent à la fois dans l'hémisphère nord et dans l'hémisphère sud. Toutes les disciplines sont concernées, que ce soient les sciences humaines et sociales, les sciences biologiques et les sciences de l'Univers. Les principaux thèmes de recherche développés concernent à la fois l'évolution du climat, de l'environnement et des écosystèmes dans les régions polaires. Le but à terme est de quantifier et comprendre les changements environnementaux et humains, passés et actuels de manière à améliorer nos prévisions du futur et faire progresser notre compréhension du lien entre les régions polaires et le reste de la Terre.

### *a- Le programme CRAC-ICE*

Le but du programme CRAC-ICE, développé dans le cadre de l'année polaire internationale, est la compréhension de ces mécanismes. Ce programme rassemble plus de 15 pays qui travaillent en commun sur l'étude de la formation des grands icebergs et leur devenir, dans le but de mieux modéliser le bilan de masse de l'Antarctique et donc à terme, de mieux comprendre les effets du changement climatique sur les régions polaires. Pour répondre à ces questions, le projet CRAC-ICE s'intéresse à l'évolution du glacier Mertz, à l'aide de mesures GPS continues de déformation de la langue de glace, son ob-

servation par imagerie satellitaire et le suivi de son vlage et de ses impacts.

Le glacier Mertz a été choisi pour deux raisons principales. Le premier avantage concerne son accessibilité depuis la station française Dumont d'Urville (située à environ 240 km). Le second argument est que sa fracturation était déjà observée et donc son vlage anticipé. Le but à terme étant de pouvoir enregistrer en direct les effets de la fracturation de son rift et les conséquences qu'aurait un vlage sur sa vitesse d'écoulement.

### *b- Le projet SPIRIT*

Le projet SPIRIT est aussi une des contributions françaises à l'année polaire internationale. Ce projet s'intègre dans le projet international GIIPSY (Global Inter-agency IPY Polar Snapshot Year). Il vise à coordonner l'action des différentes agences spatiales internationales (NASA, ESA, CNES,...) pendant la durée de l'année polaire et de permettre des observations multiples et complémentaires pour comprendre la dynamique de la cryosphère polaire. Le but à terme de ce projet est de mettre à disposition des chercheurs des MNT (Modèles Numériques de Terrain) et d'images de référence pour étudier les évolutions passées et futures des glaces polaires en réponses aux changements climatiques. SPOT Image et l'IGN (Institut Géographique National) se sont donc associés pour atteindre ces objectifs : SPOT Image est responsable de l'acquisition de couples stéréoscopiques d'images SPOT 5 pendant les deux années polaires internationales (de mars 2007 à mars 2009) et ces couples d'images sont ensuite traitées à l'IGN (Institut Géographique National) espace pour en déduire des topographies. Dans le cadre de ce projet, E. Berthier<sup>1</sup> du LEGOS est responsable scientifique. Le glacier Mertz a été choisi en tant que zone d'intérêt (*Korona et al.* (2009)).

Le financement du projet SPIRIT est assuré par le CNES. Le projet CRAC-ICE Franco-Australien est supporté par le CNRS, l'INSU, le CNES, l'ANR ( travers le projet DACOTA), l'IPEV, la Division Antarctique Australienne, l'ARC, l'Université de Tasmanie et ACE-CRC (Antarctic Climate and Ecosystems). Enfin, le projet ISIS-CRAC-ICE a été mis en place, toujours dans le but d'améliorer le suivi du vlage du glacier Mertz mais aussi de son impact sur la région. Une série de trois acquisitions ont été choisies : 15 Octobre-15 Novembre, 15 Décembre-15 Janvier, 15 Février-15 Mars et ce depuis 2010 (date du vlage) avec une reconduction pour 2011-2012. Ce projet s'est construit en collaboration avec SPOT/CRAC-ICE-ISIS.

---

1. <http://etienne.berthier.free.fr/api/api.htm>

L'ensemble de ces projets nous a permis de proposer un réseau d'observation multi capteur du glacier Mertz, l'intérêt étant de pouvoir obtenir des données et des informations comparatives sur le glacier, mais aussi de palier à un éventuel manque de données si l'un des projets connaissait des difficultés. Nous allons voir dans la suite que les difficultés rencontrées lors des missions CRAC-ICE ont pu être compensées à l'aide des informations obtenue via les images satellite, notamment lors du vélage du glacier en Février 2010.

## 1.2 Logistique et planning des missions CRAC-ICE

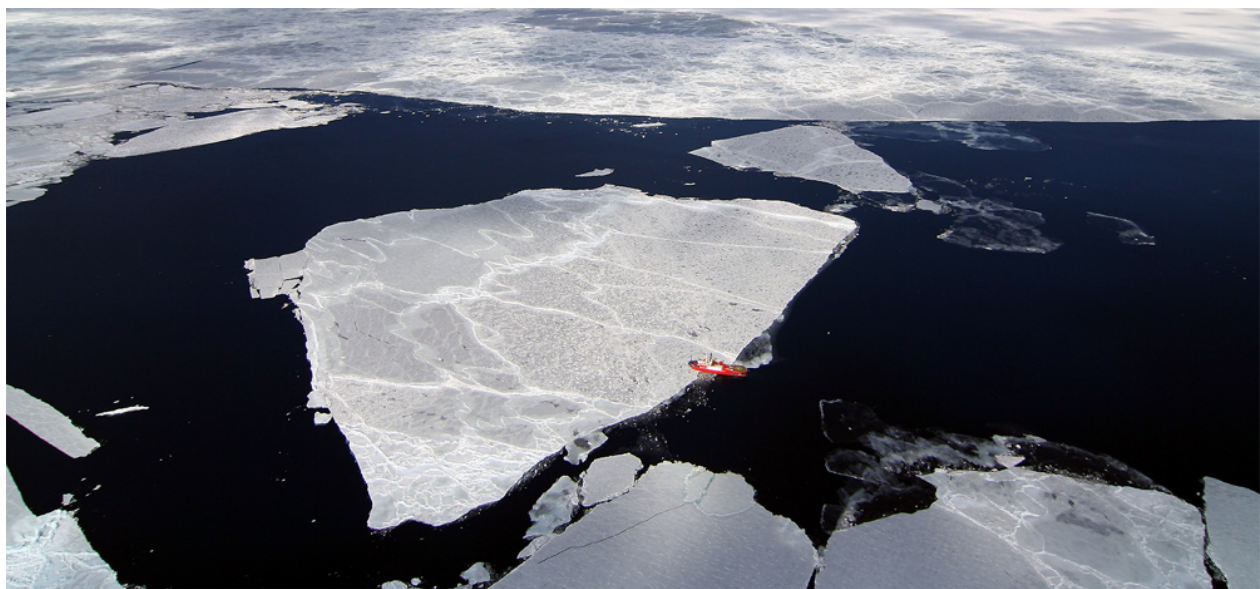


FIGURE 2.1 – *L'Astrolabe pris dans la glace.*

La première mission CRAC-ICE a eu lieu en Octobre-Novembre 2007. Elle a ensuite été renouvelée chaque année, en 2008-2009-2010 et à l'époque de l'écriture de ce manuscrit, il reste une dernière mission à venir en Octobre-Novembre 2011. Les moyens mis en oeuvre par l'IPEV nous permettent d'accéder au terrain une seule fois dans l'année, c'est à dire lors de la première rotation de l'Astrolabe :  $R_0$ . La rotation  $R_0$  est la première visite de la station dans l'année. C'est à cette période que l'on reprend contact avec la vingtaine d'hivernants qui sont restés sur la station pendant les 8 mois d'hiver. Suivent ensuite 4 autres rotations qui s'échelonnent d'Octobre à Mars avant le début de l'hiver marqué par la reformation de la banquise. La difficulté de cette première rotation est l'accès à la station (cf. Figure 2.1).

Le mois d'Octobre correspond au tout début du printemps austral, où la banquise est

encore présente et parfois bien épaisse. Le bateau doit donc se frayer un chemin dans le pack en perdant le moins de temps possible de manière à éviter les retards dans le calendrier et à ravitailler rapidement le personnel sur la base. C'est aussi à cette période (fin Novembre) que partent les Raids logistiques et scientifiques qui relient la station Dumont d'Urville à Concordia, station au coeur du continent. Les enjeux sont donc importants et la pression pour respecter l'agenda se fait forte. Le risque est donc que les opérations scientifiques soient sacrifiées pour laisser du temps supplémentaire à la logistique. Habituellement, le calendrier prévoit 4 jours d'opérations, ce qui, en comptant les retards et les mauvaises conditions météo se réduit le plus souvent à 2 jours.

Pour des raisons de sécurité, chacune de nos missions doit être accompagnée de deux hélicoptères, de manière à rejoindre le bateau en cas de panne d'un des deux appareils. D'une manière pratique, chaque hélicoptère est chargé de matériel ou de personnel. C'est pour cette raison que les missions terrain ne peuvent être réalisées que lors de cette première rotation car c'est uniquement à R<sub>0</sub> que deux hélicoptères sont disponibles.

Le bilan des missions terrain réalisées au cours des 4 dernières années a été décevant. Un grand nombre d'avaries ont été dénombrées (panne d'un des moteurs du bateau lors de la mission 2008-2009) entraînant l'annulation des mission et un tragique accident d'hélicoptère a eu lieu lors du ravitaillement de la station pendant le début de la saison 2010-2011. Suite à l'annulation des missions 2008 et 2010, une campagne a été organisée au cap Prud'homme en Février 2011 au cours de laquelle Fernando Nino est parti pour installer deux stations complètes. L'objectif de cette mission étant de tester la fiabilité des pyramides dans les conditions réelles d'hivernage et de mettre en place un nouveau logiciel de télétransmission des données qui n'avait pu être installé en 2010.

## 2. Développement des balises GPS

### 2.1 Adaptation aux conditions Antarctiques

Le climat en Antarctique est principalement caractérisé par des faibles températures, la présence de vent fort (supérieur à 300 km/hr) et l'absence de soleil pendant la moitié de l'année. Les balises GPS qui ont été conçues dans le cadre de ce programme doivent donc être adaptées à ces différentes conditions. Ces stations développées au LEGOS sont autonomes. Elles sont constituées d'une éolienne *Forgen* (ensuite retirée car elle ne résistait pas aux conditions de vent) d'un panneau solaire, d'un modem iridium et de deux valises.

La première valise est appelée "valise récepteur" et contient tout le matériel nécessaire à la collecte des données. La seconde valise quand à elle contient les batteries. Les différents composants sont fixés sur une structure pyramidale, elle-même fixée sur 3 piquets enfoncés dans le sol (cf. Figure 2.2).

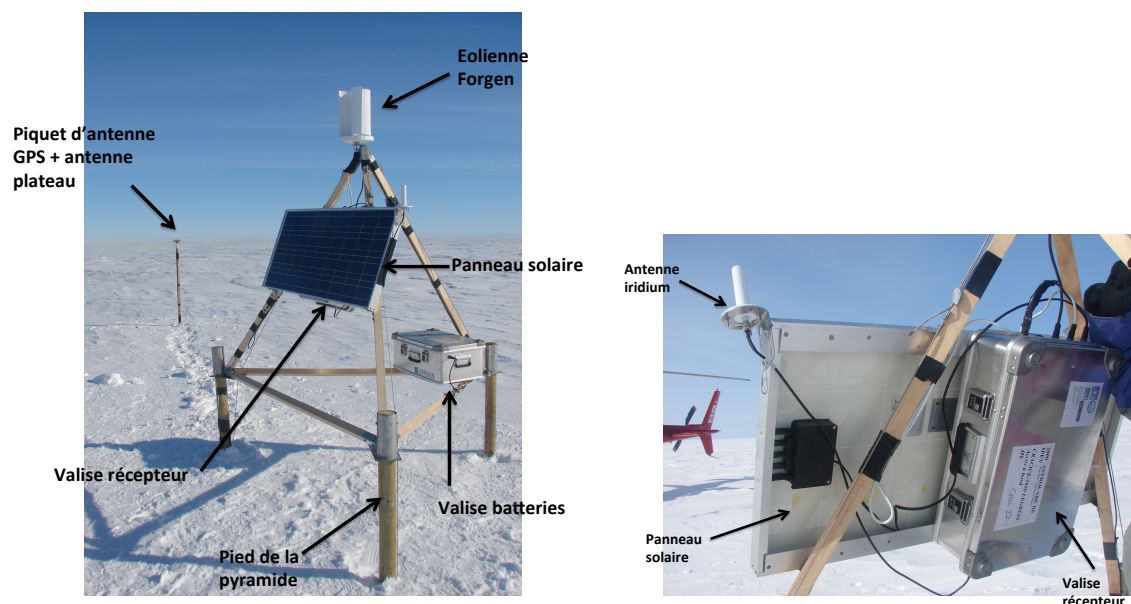


FIGURE 2.2 – Balise GPS autonome. Chaque balise est équipée d'un panneau solaire, d'une valise batterie, d'une valise récepteur et de trois pieds servant à être surélevés chaque année. Les anciennes balises telle que celles installées en 2007 et en 2009 (photo ci-contre) étaient équipée d'une éolienne, ce qui n'est plus le cas aujourd'hui.

La valise récepteur contient l'essentiel du dispositif. L'éolienne ainsi que le panneau solaire sont branchés à la valise. Le câble batterie est branché en sortie de la valise récepteur et permet la connexion avec les deux batteries contenues dans la valise batterie. Les deux batteries sont au plomb pur pour une meilleure résistance au froid.

Les trois caractéristiques principales de ces balises sont qu'elles sont résistantes au vent (grâce à leur structure pyramidale et leur assise stable qui répartit les contraintes), résistantes au froid (par l'utilisation de batteries au plomb, de matériel de haute qualité comme les récepteurs GPS *GB-1000 TOPCON*, l'absence de composants "cassants" au froid comme les câbles PVC) et auto-alimentées par le panneau solaire pendant les 6 mois d'été. De plus, l'effet Joule lié au fonctionnement des appareils dans les valises protégées par des panneaux isolants est suffisant pour maintenir une température minimale nécessaire au fonctionnement du récepteur en particulier. La valise récepteur contient

principalement le récepteur GPS ainsi que tous les branchements liants le panneau solaire à travers un régulateur électrique du panneau solaire, le modem iridium, le SBC (Single Board Computer, PC embarqué, basé sur une carte PC-104 et un processeur ARM basse consommation) et les batteries. On dispose à l'intérieur des valises des plaques de *styro-foam* pour maximiser l'isolation et une plaque en bois au fond de la valise récepteur de manière à fixer l'ensemble des éléments.

## 2.2 Développement d'un système de communication

### *a- Choix du système de communication*

Suite aux problèmes d'accès aux stations GPS rencontrés lors de la mission CRAC-ICE 2008-2009 et de la possibilité d'un vélage imminent (et donc de son enregistrement) nous avons décidé de mettre en place un système de communication qui nous donnerait en quasi temps réel une position de chacune de nos balises et des informations sur la tension des batteries notamment (pour prévoir avant d'arriver sur le terrain l'action à tenir). Les meilleurs moyens d'arriver à un système de communication avec les balises GPS semblent être les systèmes iridium et ARGOS. A la différence du téléphone cellulaire, les systèmes iridium sont basés sur des communications avec des satellites fonctionnant comme des tours cellulaires dans le ciel. Cette constellation est en orbite basse (700 km) et assure la même couverture qu'un satellite géostationnaire qui lui est placé à une altitude beaucoup plus élevée (35 900 km). L'avantage de ce système par rapport à un système Inmarsat traditionnel est la communication entre satellite pour acheminer les messages.

Les balises ARGOS sont chargées de suivre les déplacements du mobile auquel elles sont fixées et de transmettre les données. Contrairement au système iridium où les données sont téléchargées lorsque l'utilisateur appelle le mobile ou lorsque le mobile est programmé pour appeler, la balise ARGOS ne fonctionne qu'à sens unique en émettant régulièrement des messages brefs qui sont transmis au sol par les satellites. A partir de ces messages, les centres de traitement déterminent la position de la balise. Les principaux critères à prendre en compte dans la faisabilité et dans le choix du système sont les débits des téléchargements des données, ainsi que la consommation des systèmes. En ce qui concerne le téléchargement, le PC est là pour compresser les données de manière à pouvoir les envoyer facilement (de 2 Mo à 350 Ko). Pour ce qui est de l'alimentation, le système iridium consomme environ 3 W (4 W pour le récepteur). L'alimentation par le panneau solaire de 50 W est tout à fait suffisante pour la période d'été. Les batteries au plomb quant à elles

assurent une autonomie de 2 semaines.

En conclusion, le système qui a été utilisé dans notre cas est le modem iridium. Son intérêt est que l'on peut accéder à davantage d'informations que simplement la position de la balise tous les jours, qui peut être intéressant mais qui limite les informations disponibles. Grâce à ce système, nous pouvons recevoir les données sans avoir besoin de se rendre sur le terrain.

### *b- Electricité-gestion de l'énergie*

La majeure partie du développement du système de communication a été réalisée par Fernando Nino (LEGOS) et Keith Darren (Université de Tasmanie) puis testé au cours de la mission au Cap Prud'homme de Février 2011<sup>2</sup>. Deux stations ont été installées à 10 m de distance l'une de l'autre, l'une avec le circuit développé à l'Université de Tasmanie par Keith et l'autre sans, en transmettant une fois par jour une partie des données. La difficulté majeure du fonctionnement de ce système de communication réside dans la communication entre les différents constituants (*GPS-SBC-modem*) et la gestion de l'énergie.

Deux principaux systèmes ont été utilisés dans notre cas. Le premier est le plus minimaliste, comprenait un GPS, un domino central avec une résistance, un contrôleur solaire Solsum avec en entrée le panneau solaire (et l'éolienne) et en sortie la batterie. Le nouveau système développé par Keith Darren (Université de Tasmanie) comprenait le GPS, le domino central, le contrôleur solaire, le SBC, un système de communication connecté entre le SBC et le GPS, un modem branché au SBC et le circuit de gestion de l'énergie. Ce circuit permet à la fois d'alimenter les différents composants du système à l'aide de l'énergie issue du panneau solaire, de l'éolienne et des batteries, mais aussi de réguler la tension arrivant à chaque composant lorsque les batteries commencent à se décharger.

### *c- Scripts de communication*

Il existe deux principaux modes de fonctionnement du SBC : le mode "PUSH", étant le mode par défaut tel que le SBC décide de sa connexion ; et le mode "ECOUTE" qui se démarre en premier mais qui est verrouillé lorsque le mode "PUSH" se met en marche (par le décrochage du téléphone).

---

2. Rapport de campagne projet CRAC-ICE, Février 2011



Une fois le mode "PUSH" lancé, le SBC va détecter une demande d'extinction ou non du SBC par le micro circuit, permettant ainsi de protéger le PC lors de la perte de tension. Si le SBC reste en marche, il va lancer le premier script **MAIN** (cf. Figure 2.3).

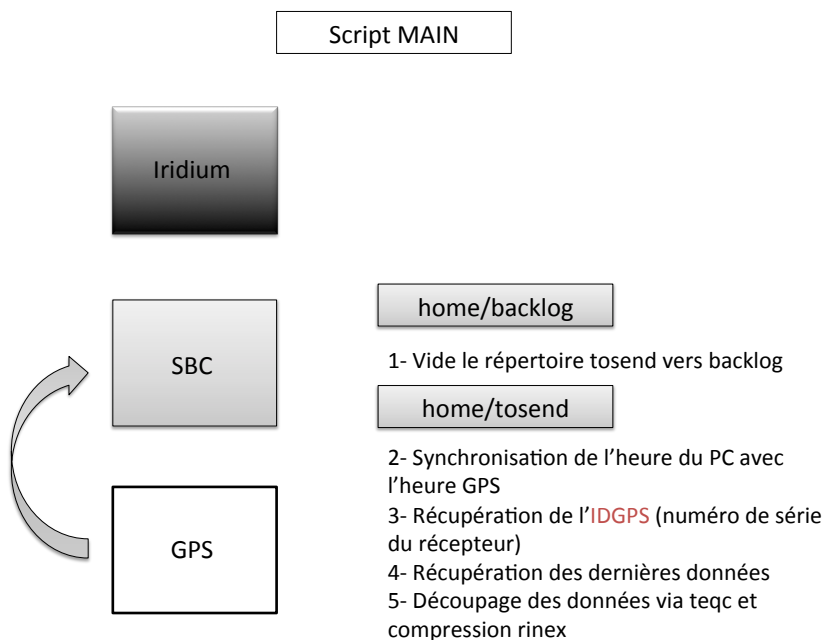
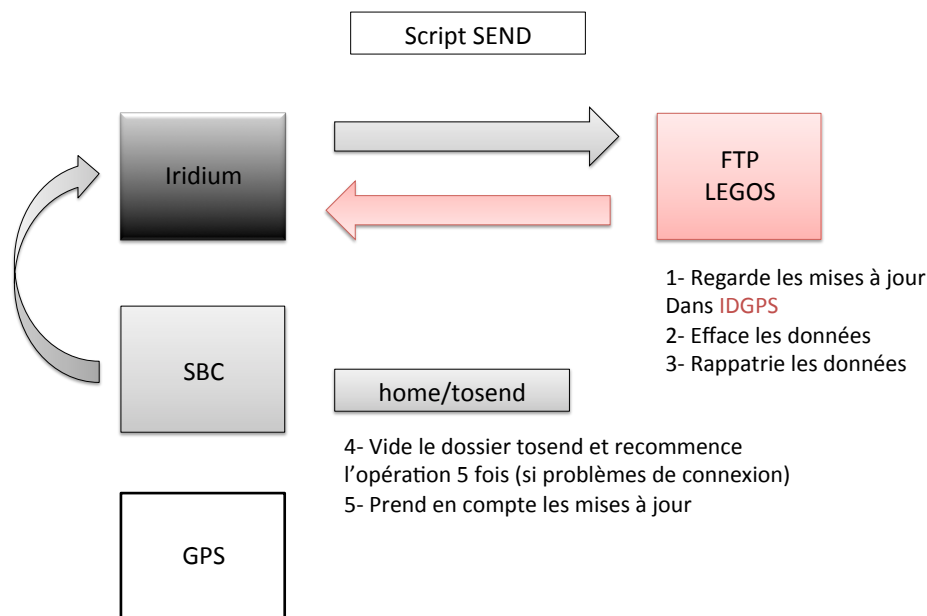


FIGURE 2.3 – Schéma de fonctionnement du script **MAIN** du SBC.

Le SBC va donc transférer tout ce qui se situe dans le répertoire tosend vers le répertoire backlog, de manière à garder le répertoire tosend vide avant chaque connexion (et donc éviter l'engorgement des données en cas de problème de connexion). Une fois ces données transférées, le SBC va récupérer l'heure du GPS ainsi que son identifiant et créer un nouveau répertoire qui aura ce nom. Il va ensuite y placer les dernières données enregistrées par le GPS, les passer du format constructeur vers un format standard GPS RINEX, à l'aide du logiciel teqc, découper les données et les transformer en RINEX compressé.

Une fois le script **MAIN** achevé, le SBC démarre le script **SEND** (cf. Figure 2.4). Il va alors chercher sur le FTP du LEGOS via la connexion iridium, un répertoire portant le nom de l'identifiant GPS et contenant les mises à jour. Elles sont ensuite rapatriées via un "move". Le SBC dépose les données sur le FTP, les efface du répertoire tosend. Si les connexions ne s'établissent pas immédiatement, le script se relance 5 fois de suite (par intervalles de 5 minutes). Une autre alternative à ce fonctionnement est le mode



FIGURE 2.4 – Schéma de fonctionnement du script *SEND* du SBC.

"ECOUTE" qui permet d'appeler la balise et lancer une acquisition. Mais ce système est déconseillé car très demandeur en énergie, les balises devant rester en permanence en veille. L'ensemble de ce système de fonctionnement a été testé via la pyramide installée à Cap Prud'Homme.

Un descriptif de la méthode de mise en place des balises GPS sur le terrain ainsi que de la logistique mise en oeuvre sont développés en annexes (cf. Chapitre B).

### 3. Bilan des missions terrain : Le réseau d'observation du Mertz

Les principales difficultés rencontrées lors des missions terrain résultent en l'accès au terrain en lui même. En effet, le travail sur glacier en Antarctique requiert l'utilisation de deux hélicoptères pour des raisons de sécurité. Si un des deux hélicoptère se trouve en difficulté, un autre est toujours disponible pour revenir à bord. Mais les deux appareils ne sont disponibles que pendant  $R_0$ . Du fait des conditions de banquise, de l'état du bateau et d'un tragique accident d'hélicoptère, deux missions ont été annulées pendant les quatre années de programme : la mission de 2008-2009 et celle de 2010-2011. Les balises GPS

n'ayant pas été visitées pendant deux ans, se sont trouvées ensevelies sous la neige (cf. Figure 2.5).



FIGURE 2.5 – *Reste du GPS 5 installé en 2007 et revisité en 2009. Cette photo nous donne une idée de l'accumulation de neige dans la région : environ un mètre par an. Toutes les balises qui n'ont pas été visitées deux années de suite ont été perdues, excepté le GPS 5 (photo-ci contre) où le haut de la pyramide était encore visible à notre passage en hélicoptère.*

Lors de la mission 2009-2010, nous avons installé un premier réseau de communications iridium qui n'ont fonctionné que quelques jours pour ensuite s'éteindre sans avoir le moindre indice sur ce qui ne fonctionnait pas. Ce système a été testé et validé à la fin de la saison 2010, lors de la mission de Fernando Nino. En conclusion des trois années du programme, deux missions ont eu lieu : celle de 2007-2008 et celle de 2009-2010. Au final, nous avons pu récupérer 2 mois de données en commun sur les balises GPS 4 et GPS 5 et 6 mois de données sur la balise GPS 5 (cf. Figure 2.6, Table 2.1).

### 3.1 Perspectives et développements à venir

A l'heure de l'écriture de ce manuscrit, nous sommes en pleine préparation de la prochaine mission qui aura lieu en Octobre-Novembre 2011. Le développement des balises n'est donc pas encore fini et leur version sera donc différente de celle présentée dans cette section. Une des modifications majeures concerne la pyramide en elle-même qui est maintenant conçue en métal. L'objectif est de la rendre plus résistante aux conditions de vent (même si les pyramides en bois n'ont jamais montré de faiblesses de structure). Les

GPS	Position Long. Lat.	Installation	Type de station	Date de dernière visite
<b>Crac01</b>	143°38.377 -67°55.590	13/11/07	Cinématique	<i>Pas récupéré</i>
<b>Crac02</b>	143°39.955 -67°55.250	13/11/07	Cinématique	<i>Pas récupéré</i>
<b>Crac03</b>	145°08.866 -67°17.909	13/11/07	Cinématique	<i>Pas récupéré</i>
<b>GPS 4</b>	145°13.788 -67°13.788	14/11/07	Cinématique	12/01/08
<b>GPS 5</b>	145°20.127 -67°12.343	14/11/07	Cinématique	20/04/08
<b>Crac06</b>	146°06.027 -66°48.017	14/11/07	Cinématiques	<i>Pas récupéré</i>
<b>Penguin Point</b>	146°04.727 -67°35.733	14/11/07	Statique	09/11/09
<b>Close Island</b>	144°19.974 -67°00.798	13/01/08	Statique	08/11/09
<b>CWB</b>	142°24.09 -67°00.174	13/01/08	Statique	31/03/08
<b>Crac04-new</b>	145°19.151 -67°11.442	07/11/09	Cinématique	<i>Pas encore récupéré</i>
<b>Crac05-new</b>	145°22.150 -67°11.442	07/11/09	Cinématique	<i>Pas encore récupéré</i>
<b>Crac14</b>	145°38.722 -67°16.797	07/11/09	Cinématique	<i>Pas encore récupéré</i>
<b>Crac15</b>	145°41.142 -67°14.678	07/11/09	Cinématique	<i>Pas encore récupéré</i>
<b>Crac16</b>	145°51.691 -67°22.210	09/11/09	Cinématique	<i>Pas encore récupéré</i>
<b>Crac17</b>	145°53.793 -67°07.815	09/11/09	Cinématique	<i>Pas encore récupéré</i>

TABLE 2.1 – Bilan des missions CRAC-ICE.

recommandations principales concernent le système électrique, non pas dans son fonctionnement propre, mais plutôt dans sa praticité. On peut d'abord prévoir un bouton pour forcer l'allumage du SBC et le modem sans attendre l'heure programmée par le circuit, ajouter un système de fixation sur le modem et le SBC pour éviter leur chute à l'ouverture de valise (une partie des composants est déjà fixée, mais il reste peu de place pour le reste des composants), ajout de silica gel dans les valises,... Concernant les logiciels, un problème majeur réside dans l'allumage du GPS qui après une interruption électrique de

plus de quelques jours nécessite une impulsion électrique pour redémarrer.

A l'heure actuelle, nous disposons d'environ 60 jours de données en commun sur deux GPS cinématiques et deux stations fixes et 150 jours de données sur le GPS 5. Les résultats présentés dans la suite de ce documents seront donc basés sur ces quelques semaines de données. Par ailleurs, nous espérons à l'issue de la prochaine mission, effectuer des sessions courtes à la journée de 4 GPS en même temps et autour de la ligne d'échouage, de manière à déterminer avec précision sa position. Cette opération nous apportera aussi des informations sur la déformation liée à la marée. Nous remplacerons également tous les GPS que nous trouverons hors d'état de fonctionnement, dans l'espoir de pouvoir récupérer les récepteurs GPS qui auraient enregistré le vélage du glacier. Enfin, toutes nos balises seront équipées d'un système de communication iridium qui aura été testé in-situ par Fernando Nino.

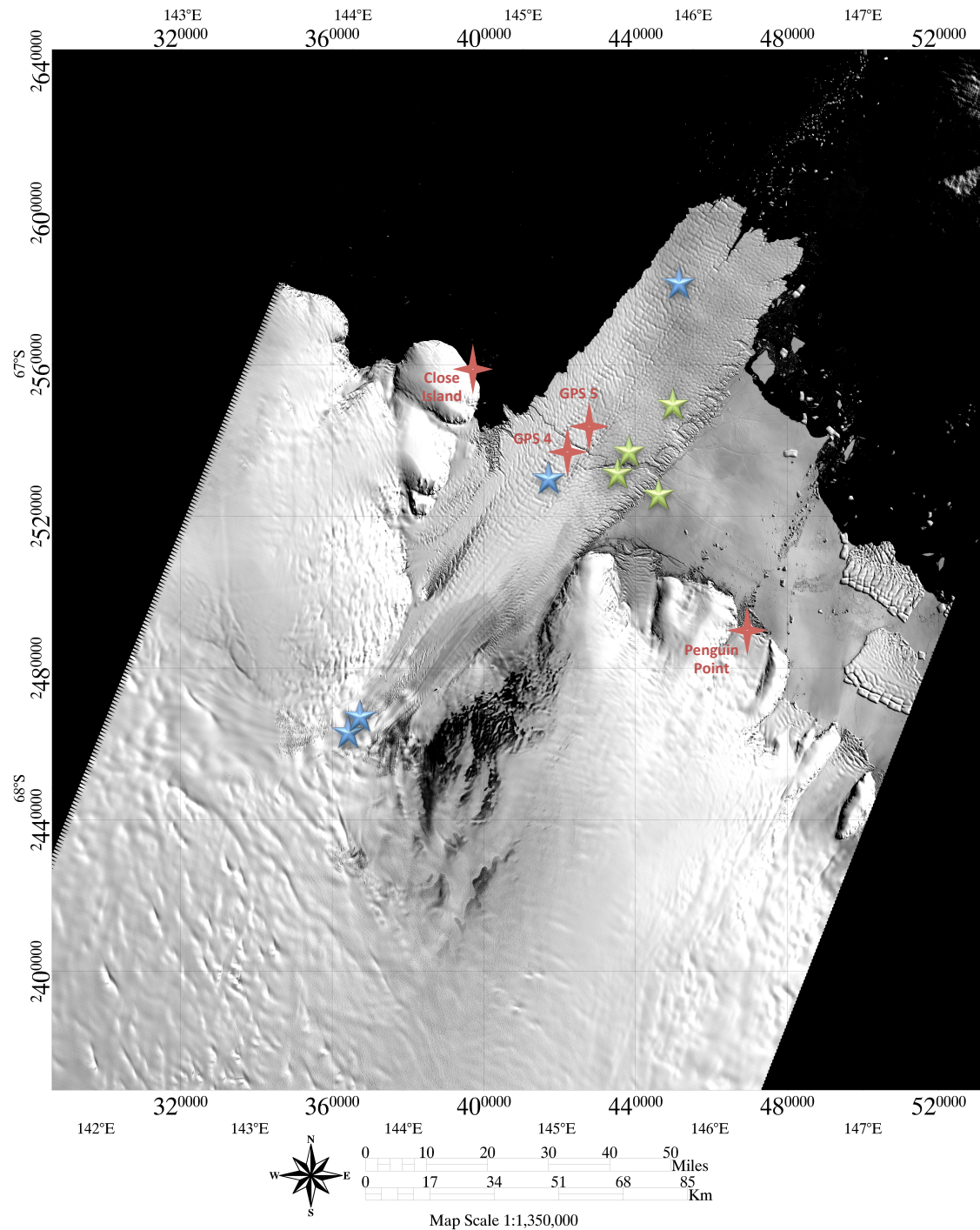


FIGURE 2.6 – Image Landsat du 2 février 2003 à 25 mètres de résolution (©Landsat imagery courtesy of NASA Goddard Space Flight Center and U.S. Geological Survey). Les croix correspondent aux balises GPS qui ont été installées. Les croix rouges sont les balises installées lors de la mission de 2007-2008 et dont les données ont été récupérées. Les balises bleues ont été installées lors de la première mission mais n'ont pas été retrouvées, les balises vertes ont été installées en 2009-2010 et les GPS 4 et GPS 5 ont été réinstallés en 2009-2010.



# 3 - GPS-THÉORIE ET TRAITEMENTS

*L'imprévisible est dans la nature même de l'entreprise scientifique.*

*Si ce qu'on va trouver est vraiment nouveau, alors c'est par définition quelque chose d'inconnu à l'avance.*

François Jacobs

## Sommaire

---

<b>1</b>	<b>Le système GPS autour du pôle Sud . . . . .</b>	<b>79</b>
1.1	Les équations d'observation GPS . . . . .	79
1.2	Géométrie particulière des orbites . . . . .	81
<b>2</b>	<b>Stratégie de traitement GPS . . . . .</b>	<b>83</b>
2.1	Les données GPS disponibles . . . . .	83
2.2	Les corrections apportées à la mesure . . . . .	85
2.3	Le positionnement absolu et son intérêt en Antarctique . . . . .	89
<b>3</b>	<b>Traitement des données GPS issues de la mission CRAC-ICE</b>	<b>92</b>
3.1	Traitement GINS . . . . .	92
3.2	Comparaison des différents logiciels et stratégies de traitement	94
3.3	GINs-IPPP vs GINS-PPP . . . . .	98
<b>4</b>	<b>Validation des traitements à l'aide d'un modèle de marée . .</b>	<b>100</b>

---





Le traitement de données GPS (Global Positioning System) collectées en Antarctique et sur des stations cinématiques sous entend la mise en place d'une stratégie de traitement adaptée. Le logiciel de traitement de données GPS, GINS, que nous avons utilisé dans le cadre de cette étude est en cours de développement par le CNES-GRGS à Toulouse. Il offrait, au début de ce travail de thèse, une simple approche PPP flottant (Precision Point Positioning avec résolution des ambiguïtés en valeur réelle). Depuis 2010, ce logiciel permet aussi des traitements en PPP (Precise Point Positioning) entier ou IPPP (Integer Precise Point Positioning), c'est à dire avec résolution des ambiguïtés en valeurs entières. Les deux types de traitements ont donc été réalisés de façon chronologique au cours de ces travaux. Par ailleurs, les traitements réalisés en IPPP ont servi de validation aux développements du logiciel.

Après avoir rapidement présenté les difficultés inhérentes au traitement de ce type d'enregistrement, nous allons justifier de l'utilisation de notre stratégie GPS en PPP, puis présenter de manière générale le logiciel de traitement GPS que nous avons utilisé. Enfin, nous comparerons ces résultats avec différents types de logiciels et/ou stratégies et discuterons de la validation de nos résultats.

## 1. Le système GPS autour du pôle Sud

### 1.1 Les équations d'observation GPS

Le système GPS a été conçu au début des années 1970 par le département de la défense des Etats-Unis. Il est opérationnel depuis 1994 et comporte aujourd'hui 32 satellites répartis de façon à assurer une visibilité simultanée d'au moins 4 satellites partout sur Terre.

Chaque satellite génère un signal sur deux ondes porteuses  $L_1$  et  $L_2$  de fréquence respective 1575.42 MHz et 1227.60 MHz et de longueur d'onde 19 cm et 24.4 cm. Ces deux ondes sont modulées permettant ainsi au satellite d'envoyer ses éphémérides, mesures de code et mesures de phase.

Le principe de base du système GPS est la mesure de la distance entre le satellite et le récepteur. Pour déterminer cette valeur, le récepteur doit être capable de déterminer le temps de trajet de la porteuse et grâce au nombre de cycles parcourus et la différence d'horloge, en déduire cette distance.

Le temps de référence GPS est basé sur l'UTC (USNO) (Coordinated Universal Time as maintained at the United States Naval Observatory) et son système de référence est le WGS-84. Pour le détail des équations de mesure GPS, cf. le Chapitre A des annexes.

On peut résumer les équations de mesure GPS pour les observables élémentaires (code et phase) par :

$$P(f_i) = c(\tau_{geom} + \tau_{iono}(f_i) + \tau_{tropo} + \tau_{relat}) + c\Delta t_r - c\Delta t_e + \sigma_p \quad (3.1)$$

$$L(f_i) = c(\tau_{geom} - \tau_{iono}(f_i) + \tau_{tropo} + \tau_{relat}) + c\Delta t_r - c\Delta t_e + \lambda_i N_i \quad (3.2)$$

$$+ \lambda_i W + \gamma \Delta \tau + \sigma_L \quad (3.3)$$

Tels que :

$P(f_i)$  : La mesure de code<sup>1</sup> en mètres entre le satellite et le récepteur r.

$L(f_i)$  : La mesure de phase en mètres entre le satellite et le récepteur r.

$c$  : La vitesse de la lumière dans l'atmosphère.

$\tau_{geom}$  : Le temps de trajet géométrique entre les centres de phase des antennes satellite et le récepteur.

$\tau_{iono}(f_i)$  : Le retard ionosphérique dû à la traversée de la couche ionosphérique de l'atmosphère.

$\tau_{tropo}$  : Le retard dû à la traversée de la couche troposphérique de l'atmosphère.

$\tau_{relat}$  : Les corrections de relativité générale et restreinte.

$\Delta t_r$  et  $\Delta t_e$  : Le décalage des horloges récepteur et émetteur par rapport à une échelle de temps internationale. L'échelle de temps international choisie dans GINS est le Temps atomique International.

$\lambda_i$  : La longueur d'onde des porteuses.

$N_i$  : **Le nombre entier de cycles non mesuré par le récepteur.**

$d_{windup}$  : La correction de phase wind-up.

$\Delta \tau_p$  et  $\Delta \tau$  : Biais électroniques liés à la mesure de code et de phase.

$\sigma_p$  : Bruit des mesures de code (20 à 30 cm pour des récepteurs géodésiques).

$\sigma_l$  : Bruit des mesures de phase (5 mm).

Les récepteurs utilisés dans le cadre de cette étude sont bifrquences. A l'aide de ce type de récepteurs, on obtient pour chaque époque une phase sur deux fréquences : L<sub>1</sub>

---

1. Aussi appelée range ou pseudo-distance

et  $L_2$  ainsi que les pseudo-distances  $P_1$  et  $P_2$ . Les combinaisons linéaires de phase et de pseudo-distance permettent d'estimer les ambiguïtés entières et/ou pour corriger les effets ionosphériques.

On définit une combinaison linéaire de deux phases tel que  $\Phi = \frac{L}{\lambda}$  :

$$\Phi = n_1 \Phi_{L_1} + n_2 \Phi_{L_2} \quad (3.4)$$

où  $n_1$  et  $n_2$  sont des nombres arbitraires. Cela s'exprime aussi en fonction des fréquences  $f_1$  et  $f_2$  par :

$$\Phi = n_1 f_1 t + n_2 f_2 t = f t \quad (3.5)$$

d'où la fréquence :  $f = n_1 f_1 + n_2 f_2$

et la longueur d'onde :  $\lambda = \frac{c}{n_1 f_1 + n_2 f_2}$

Les combinaisons de phases courantes sont :

$$n_1 = n_2 = 1 \rightarrow \Phi_{L_1+L_2} = \Phi_{L_1} + \Phi_{L_2} \rightarrow \lambda_{L_1+L_2} = 10.7 \text{ cm} \quad (3.6)$$

$$n_1 = 1, n_2 = -1 \rightarrow \Phi_{L_1-L_2} = \Phi_{L_1} - \Phi_{L_2} \rightarrow \lambda_{L_1-L_2} = 86.2 \text{ cm} \quad (3.7)$$

$$n_1 = 1, n_2 = -\frac{f_1}{f_2} \rightarrow \Phi_{L_3} = \Phi_{L_1} - \frac{f_2}{f_1} \Phi_{L_2} \quad (3.8)$$

Les combinaisons  $\Phi_{L_1+L_2}$  et  $\Phi_{L_1-L_2}$  sont utilisées pour estimer les ambiguïtés entières ; la combinaison  $L_3$  pour corriger les effets ionosphériques (combinaison "ionofree").

En considérant la combinaison "ionofree" vue précédemment (cf. Equation 3.8) on écrit :

$$\Rightarrow \Phi_{L_1} - \frac{f_2}{f_1} \Phi_{L_2} = (f_1 - \frac{f_2^2}{f_1} (\Delta t_r - \Delta t_e) + \frac{\tau}{c} (f_1 - \frac{f_2^2}{f_1}) - N_1 + \frac{f_2}{f_1} N_2 \quad (3.9)$$

Tel que  $\tau = \tau_{geom} + \tau_{relat} + \tau_{tropo}$ .

On remarque alors que cette combinaison permet d'éliminer le retard ionosphérique. Ces équations seront reprises lors du développement de l'Equation 3.20.

## 1.2 Géométrie particulière des orbites

Les satellites GPS ont une inclinaison d'environ  $55^\circ$  sur l'équateur, une orbite quasi-circulaire avec une altitude d'environ 20 200 km pour une période de révolution de 12h

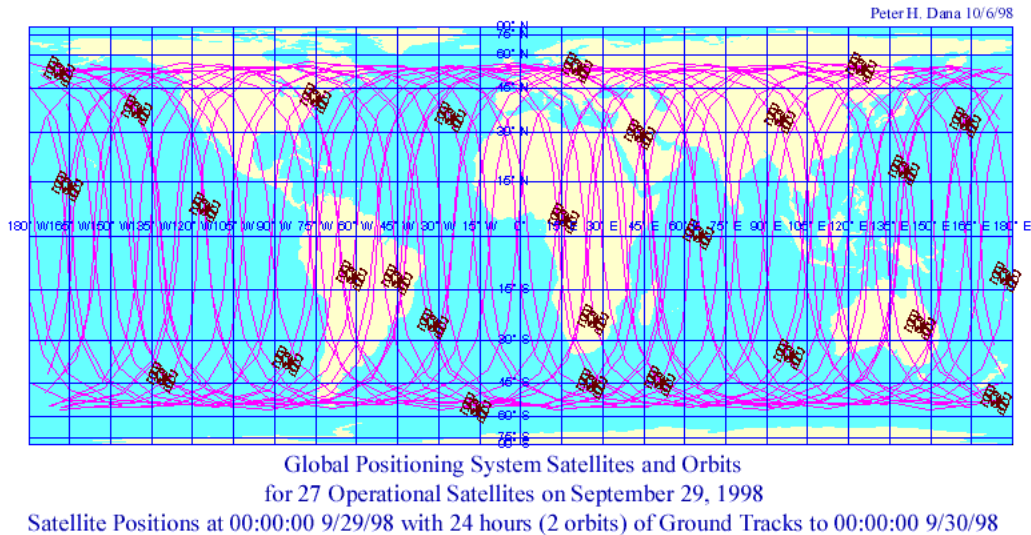


FIGURE 3.1 – Trajectoire des satellites GPS pendant 24h. On se place dans le cas de la configuration à 27 satellites telle qu'elle existait au début de l'année 1998. Source : <http://www.jpl.nasa.gov>.

sidérale. Il n'y a ainsi aucun satellite qui passe aux zénith en Antarctique (Figure 3.1, figfig :orbitesgps). Néanmoins à ces hautes latitudes, on aperçoit les satellites situés de l'autre côté de la Terre, permettant ainsi une couverture tous azimuts. On remarque bien que très peu de satellites passent à haute élévation et que l'ensemble des satellites situés au sud sont à faible élévation. Ce sont les satellites qui se trouvent de l'autre côté de la Terre.

Habituellement, les logiciels de traitement GPS proposent une sous pondération des mesures situées en dessous d'une limite fixée par l'utilisateur ( $15^\circ$  de masque). Ces données sont souvent de mauvaise qualité, conséquence des multitrajets et de la quantité d'atmosphère traversée qui surévaluent la distance satellite-récepteur. Dans le cas de traitement de données Antarctiques, on peut facilement conclure que l'angle de coupure doit être bas, par risque de perdre 30% des observations contenues entre  $10^\circ$  et  $20^\circ$ . Au contraire, 60% sont situées au dessus de  $20^\circ$  et 40% au dessus de  $45^\circ$ .

En résumé, la géométrie apparente plutôt inhabituelle de la constellation GPS observée depuis le Pôle Sud comporte des avantages et des inconvénients. Comme effet positif de la bonne répartition azimutale et de l'élévation moyenne assez basse des satellites, on peut s'attendre à une assez bonne précision relative de la composante verticale. Pour les composantes horizontales, l'orientation générale est-ouest des trajectoires devrait se traduire par une meilleure répétitivité sur la composante nord que sur la composante est, contrairement

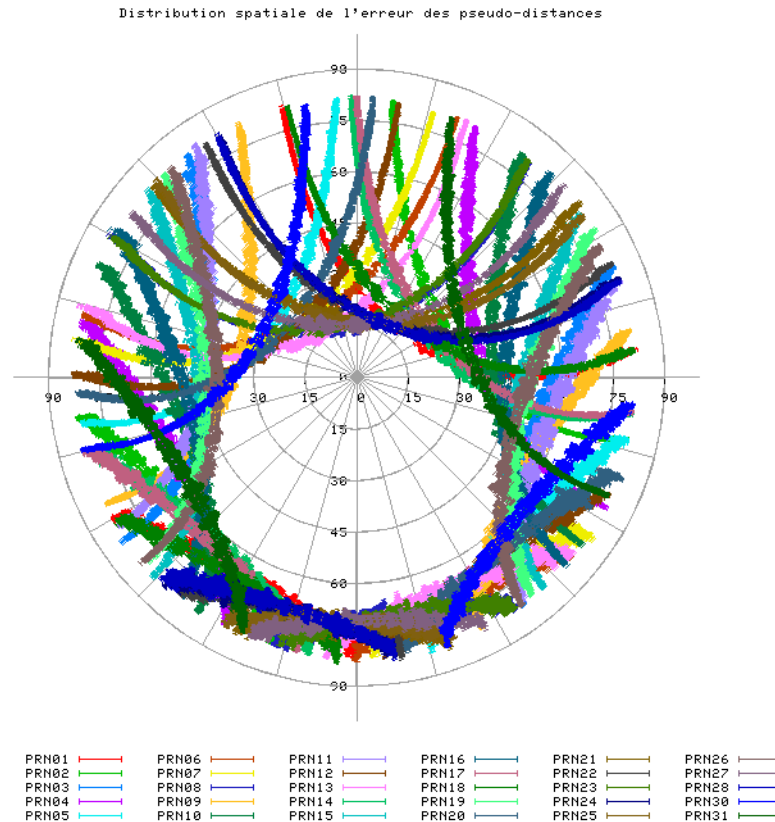


FIGURE 3.2 – *Distribution spatiale de l'erreur des pseudo-distances calculé pour le GPS 5 et la date du 20 Novembre 2008.*

à ce que l'on constate généralement aux basses ou moyennes latitudes (*Bouin (1999)*). Dans le cas de l'étude du glacier Mertz, l'orientation générale du glacier est nord-est, ce qui laisse sous-entendre que les imprécisions seront égales sur les deux composantes horizontales.

## 2. Stratégie de traitement GPS

### 2.1 Les données GPS disponibles

#### *a- Données issues d'une balise GPS*

Les données des récepteurs GPS sont enregistrées dans un format binaire propriétaire. Elles sont ensuite converties dans un format RINEX (Receiver Independant Exchange), format standard défini par l'IGS. Ce format permet d'enregistrer les observations et les données de message du satellite sous la forme d'un fichier ASCII. Pour le détail d'un

fichier RINEX, cf. Figure A.4 en annexe.

### *b- Les produits d'orbites et d'horloges*

**Les stations IGS et précision des produits :** L'IGS (International GNSS Service) a été créé en 1994 avec pour objectif de fournir des produits et des services GNSS. Ils concernent à la fois les activités de recherche, l'observation de la Terre, le positionnement, la navigation, le système de référence terrestre, etc... En plus de ses produits, l'IGS rend disponible des données sur plus de 350 récepteurs situés sur l'ensemble de la planète, au format RINEX.

Les différents centres d'analyse participant à la solution IGS délivrent chaque semaine à l'IGS leurs produits ultra rapides, rapides et précis d'orbites ([Soubret \(2009\)](#)) et d'horloges calculés avec un sous réseau IGS. Il existe actuellement 12 centres d'analyse dans 7 pays différents utilisant le logiciel de leur choix (Bernese, GIPSY, Gamit, GINS,...) pour le traitement des données. La précision des produits IGS finaux (disponibles au bout d'environ 18 jours) est de 2.5 cm pour les orbites, et de 75 ps de RMS (Root Mean Square) pour les horloges<sup>2</sup>.

Un autre rôle de l'IGS est la mise en place de stations permanentes (stations IGS) récoltant des données GPS en continu. Elles servent ensuite à construire des lignes de base avec la station considérée et vont servir de référence lors de traitement en positionnement relatif. La première station du réseau GPS qui a fonctionné sur le continent Antarctique est celle de McMurdo (base américaine) installée en 1991. La station française la plus proche de notre zone d'étude, est celle de Dumont d'Urville, située à environ 240 km du glacier Mertz. Les données issues des stations IGS sont des mesures de positionnement absolu toutes les 1, 10 ou 30 secondes.

**Les produits GRG :** Les solutions GINS calculées par le centre d'analyse CNES-CLS proposent des produits GRG (abréviation de GRGS, Groupe de Recherche en Géodésie Spatiale). Ces produits ont la particularité de conserver la propriété entière des ambiguïtés et de permettre aux utilisateurs de traiter leurs données en mode PPP (Precise Point Positioning) avec résolution des ambiguïtés en valeur entière (appelé par la suite IPPP). Nous utiliserons donc les orbites et horloges GRG pour la suite de nos traitements en IPPP. Ces produits ne sont disponibles qu'à partir du 25 Octobre 2009. Pour pouvoir traiter nos données de campagne avant cette date, nous avons dû demander spécifiquement

---

2. <http://igscb.jpl.nasa.gov/components/prods.html>

ces produits au centre d'analyse<sup>3</sup>. Pour espérer observer les ambiguïtés entières Narrow-Lane, il est nécessaire que les erreurs d'orbites et d'horloges soient inférieures à  $\lambda_{NL}$ , c'est à dire 5 cm. Cette précision a été atteinte aux alentours de la semaine GPS 1300 (année 2004) (Source : *Renseignements internes via GPS\_info*).

## 2.2 Les corrections apportées à la mesure

### a- Retard ionosphérique

Les signaux GPS sont perturbés au passage de la ionosphère. Ceci se traduit ensuite par un retard des mesures de code et une avance des mesures de phase (tels qu'on peut le voir sur l'Equation A.14). Cet effet dépend de la fréquence, l'ionosphère étant considérée comme un milieu dispersif. Grâce à des mesures multifréquences, des combinaisons peuvent être effectuées afin de corriger ces effets. En utilisant un récepteur bifréquence, les erreurs du premier ordre peuvent être éliminées (et du second ordre avec trois fréquences). La combinaison de mesures iono-free s'obtient de la même manière pour les mesures de code et de phase, à partir des mesures observables élémentaires sur chacune des fréquences 1 et 2 :

$$P_3 = \frac{1}{f_1^2 - f_2^2} (f_1^2 P_1 - f_2^2 P_2) \quad (3.10)$$

$$L_3 = \frac{1}{f_1^2 - f_2^2} (f_1^2 L_1 - f_2^2 L_2) \quad (3.11)$$

A partir des 4 observables élémentaires, on obtient alors deux nouveaux observables pour le code et la phase où l'on peut négliger les effets ionosphériques.

$$P_3 = c(\tau_{geom} + \tau_{relat} + \tau_{tropo}) + c\Delta t_r + c\Delta t_e \quad (3.12)$$

$$L_3 = c(\tau_{geom} + \tau_{relat} + \tau_{tropo}) + c\Delta t_r - c\Delta t_e + R_3 + \sigma L_3 \quad (3.13)$$

Où  $R_3$  est une combinaison réelle des ambiguïtés entières :

$$R_3 = \frac{1}{f_1^2 - f_2^2} (f_1^2 \lambda_1 N_1 + f_2^2 \lambda_2 N_2) \quad (3.14)$$

---

3. Ces produits nous ont été délivrés par Sylvain Loyer, CLS Toulouse

### b- Retard troposphérique

Contrairement à la ionosphère, la troposphère est une région non-dispersive. Le retard est alors indépendant de la fréquence.

$$\tau_{\text{tropo}} = D_{\text{tropo}} + W_{\text{tropo}}$$

$$D_{\text{tropo}} = 2.3 \text{ m au zénith}$$

$$W_{\text{tropo}} = \text{quelques millimètres au zénith en Antarctique}$$

Le retard troposphérique  $\tau_{\text{tropo}}$  dépend essentiellement des conditions de température, pression et humidité des couches les plus basses de l'atmosphère. On le modélise en utilisant des modèles simples (ne dépendant que de l'altitude) ou des modèles plus compliqués prenant en considération l'état observé de l'atmosphère traversée (par exemple en utilisant des cartes de correction basées sur des observations météorologiques). Comme le retard augmente avec la quantité d'atmosphère traversée, celui-ci sera plus important pour les observations à basse élévation. On utilise pour relier le retard à une élévation donnée, une fonction de rabattement ou « mapping function ». La correction troposphérique s'écrira ainsi de manière simple selon :

$$c\tau_{\text{tropo}} = B_{\text{zen}}(P, T, H_{\text{hum}}) \times (f(d_{\text{zen}})) \quad (3.15)$$

Avec :

$B_{\text{zen}}$  : Biais zénithal (en mètres)

$P, T, H_{\text{hum}}$  : Pression, Température, Humidité au niveau de la station de mesure

$d_{\text{zen}}$  : Distance zénithale.

Le délai troposphérique au zénith est en général compris entre 2 et 2.5 m. Il peut atteindre 30 m pour des satellites à faible élévation.

Les principaux modèles utilisés sont :

- L'ECMWF (European Center for the Medium-Range Weather Forecast). Cette organisation européenne élabore des cartes de prévision météorologique.
- La GPT (Global Pressure and Temperature, [Boehm et al. \(2007a\)](#)) présentant une modélisation avancée des valeurs de l'ECMWF. Les valeurs moyennes et les amplitudes annuelles de pression et de température sont extrapolées à la hauteur du géoïde, puis modélisées avec des harmoniques sphériques à l'ordre et au degré 9.

Nous avons pris le parti d'utiliser le modèle GPT à l'aide de la fonction de rabattement GMF ([Boehm et al. \(2006b\)](#)). Cette fonction dépend de la latitude et de la longitude, et est basée sur une formule simple fonction du cosinus de la distance zénithale. Toutes les



fonctions de projection utilisées dans GINS à l'heure actuelle sont simplement fonction de l'élévation du satellite mais ne prennent pas encore en compte l'azimut. Il est question aujourd'hui d'intégrer rapidement une nouvelle fonction de projection appelée AMF (Adaptative Mapping Function) prenant en compte l'azimut de la ligne de visée dans GINS.

### c- Décalage du centre de phase des satellites et corrections d'antenne

Le centre de phase d'une antenne dépend du type d'antenne utilisé, de la fréquence considérée, de l'élévation et de l'azimut du signal radioélectrique. L'IGS délivre des corrections absolues de centre de phase pour l'ensemble des satellites de la constellation et pour un grand nombre d'antennes recensées. Ces données sont répertoriées dans un fichier ANTEX. Le format de ces fichiers est développé sur <ftp://igscb.jpl.nasa.gov/pub/station/general/antex14.txt>. Dans notre cas, les antennes utilisées sont des TPS PG\_A1. Aucune information sur la correction en fonction de l'azimut n'est disponible. En revanche, la correction en fonction de l'élévation est indiquée pour chaque fréquence de 90 à 10° d'élévation (et pour un pas de 5°). Ces corrections peuvent avoir une influence de quelques centimètres sur notre solution (*Rude (2010)*).

$$\Delta p = GP_{sat}(f_i) + GP_{sta}(f_i) + \Delta p_{sat}(elev, azim) + \Delta p_{sta}(elev, azim) \quad (3.16)$$

Tels que :

$\Delta p$  : Correction totale entre le centre de masse et le centre de phase.

$GP_{sat}(f_i)$  : Correction vectorielle de centre de phase pour les antennes Satellite.

$GP_{sta}(f_i)$  : Correction vectorielle de centre de phase pour les antennes Récepteur.

$\Delta p_{sat}(elev, azim)$  : Correction scalaire des antennes Satellite en fonction de l'élévation et l'azimut de la ligne de visée.

$\Delta p_{sta}(elev, azim)$  : Correction scalaire des antennes Récepteur en fonction de l'élévation et l'azimut de la ligne de visée.

### d- Corrections de "phase wind up"

La porteuse est une onde électromagnétique circulaire polarisée. On peut modéliser cette onde comme un champ électrique en rotation se déplaçant depuis le satellite jusqu'au récepteur (*Loyer (Janvier 2007)*). L'angle de phase mesuré au niveau de l'antenne correspond à l'angle géométrique entre le champ électrique instantané et la direction de

TPSPG_A1										TYPE / SERIAL NO									
0.0 80.0 5.0										ZEN1 / ZEN2 / DZEN									
CONVERTED FROM RELATIVE NGS ANTENNA																			
G01										START OF FREQUENCY									
1.30 1.74 35.54										NORTH / EAST / UP									
NOAZI	0.00	-1.04	-1.42	-1.37	-1.08	-0.79	-0.65	-0.49	-0.47	-0.50	-0.64	-0.66	-0.57	-0.24	0.70	2.57	5.79		
G02										START OF FREQUENCY									
0.30 -0.82 52.56										NORTH / EAST / UP									
NOAZI	0.00	-2.23	-3.72	-4.50	-4.92	-5.12	-5.03	-4.81	-4.65	-4.43	-4.15	-3.93	-3.68	-3.65	-3.83	-4.31	-4.94		

FIGURE 3.3 – Exemple de fichier ANTEX dans GINS. présentant le décalage de centre de phase pour une antenne TPS PG\_A1.

référence sur l'antenne. Pour obtenir une mesure de distance précise entre le satellite et le récepteur, il faut alors prendre en compte le changement d'orientation de l'antenne à la fois émettrice et réceptrice. Cet effet est petit dans le cas d'un récepteur fixe et de satellites GNSS (quelques mm) mais il ne peut être ignoré pour les applications précises de positionnement GPS ([Wu and Melbourne \(1993\)](#)). La méthode de résolution, qui a été implémentée dans GINS en 2005, calcule une correction pour chacun des couples satellite-récepteur concernés. Ces corrections peuvent atteindre 1/2 cycle (soit 5 cm) entre le début et la fin d'un passage. La correction est normalement comprise entre -0.5 et 0.5 cycle et est calculée à partir d'un algorithme de continuité, afin d'assurer la continuité de la mesure au sein d'un même passage (donc garder la valeur précédente pour la combinaison en cours).

### e- Les effets de surcharge

La Terre subit en continu des déformations liées aux effets de surcharge océaniques, atmosphériques, hydrologiques, ainsi qu'aux marées terrestres ou polaires ([Rekhis \(2007\)](#)). La marée terrestre correspond à la déformation de la Terre sous l'attraction gravitationnelle du Soleil et de la Lune. Son amplitude peut atteindre plusieurs centimètres. Cette valeur est prise en compte dans les traitements ([Melachroinos et al. \(2008\)](#)). De même, la marée polaire correspondant à la variation du mouvement du pôle est prise en compte par l'appel du fichier POLE. La surcharge océanique peut atteindre les 10 cm sur les côtes avec une variation périodique. Enfin la surcharge atmosphérique (la surcharge hydrologique n'est pas prise en compte dans nos calculs) n'est pas modélisée directement lors du traitement GPS, mais sera pris en compte par une modélisation océanique.

## 2.3 Le positionnement absolu et son intérêt en Antarctique

### *a- Présentation*

Il existe deux types de positionnement GPS : le positionnement absolu qui nécessite un récepteur unique et le positionnement relatif (ou différentiel) qui en exige deux. Le positionnement absolu est aussi appelé positionnement autonome car il utilise des éphémérides transmises ([Perosanz \(2007\)](#)). Le positionnement relatif est basé sur la règle qu'en deux points proches, les erreurs sur les mesures seront identiques. En faisant leur différence, on peut les éliminer. De manière pratique, le positionnement relatif consiste à fixer les coordonnées d'un des deux récepteurs et à calculer les coordonnées du vecteur formé par les deux récepteurs. En appliquant les coordonnées du vecteur du récepteur connu (station de base), il est alors possible de déterminer les coordonnées du second. Le positionnement relatif permet d'obtenir une précision plus fine (de quelques centimètres avec l'utilisation des mesures de phase). Le positionnement différentiel nécessite une station de référence, et/ou station IGS. Ces stations sont très peu nombreuses sur le continent Antarctique.

Lors de la mission CRAC-ICE, 3 stations qui devaient servir de référence pour un traitement en différentiel avaient été installées, permettant ainsi de créer des lignes de base plus courtes qu'avec la station IGS déjà installée à Dumont d'Urville (soit à 250 km de notre région). Pourtant, les conditions météorologiques instables et très changeantes d'une région à l'autre en Antarctique, la présence du pôle Sud magnétique (dont l'effet a été mis en évidence par l'installation de balises GPS près de Dumont d'Urville par Emmanuel Le meur (*communication personnelle*)) et la longueur de lignes de base (environ 100 km) nous ont contraints à chercher une autre stratégie de traitement basée sur le positionnement absolu.

### *b- Du PPP flottant au PPP entier*

Au milieu des années 1980, les chercheurs ont commencé à développer le mode PPP (Precise Point Positioning, appelé à l'époque le mode zéro différence, [Zumberge et al. \(1997\)](#)). Le principe du PPP est un positionnement absolu utilisant les mesures de phase et éphémérides précises, permis grâce à l'avènement récent de la distribution des orbites et horloges précises. Les mesures de phase effectuées par les récepteurs GPS ne permettent pas de déterminer le nombre entier de cycles de phase contenus dans la distance satellite-récepteur. Bien que ces ambiguïtés soient de nature entière, dans les calculs utilisant le PPP, elles sont assimilées à un réel.

Aujourd'hui, certains logiciels de traitement comme GINS ([Marty et al. \(2012\)](#)) proposent des post-traitements permettant de déterminer les ambiguïtés **entières**. Les traitements s'effectuent à l'aide de données collectées à partir de récepteurs mono ou bi-fréquence, en mode statique ou cinématique.

### *c- La résolution des ambiguïtés de phase*

**La combinaison Wide-Lane :** Pour permettre l'évaluation des valeurs des entiers  $N_1$  et  $N_2$  contenues dans la valeur de l'ambiguïté entière, on cherche à l'aide de combinaisons iono-free (utilisant les 4 observables disponibles,  $L_1$ ,  $L_2$ ,  $P_1$  et  $P_2$ ) à faire apparaître ces deux entiers. On utilisera principalement deux équations : la Wide Lane et la Narrow Lane (plus précise) qui font intervenir les observables de départ (Equation [A.14](#)). On revient donc sur les observables disponibles pour la résolution des matrices aux dérivées partielles ([Laurichesse et al. \(2009\)](#)) :

$$P_1 = c\tau_1 + c\Delta t_r - c\Delta t_e + \sigma_p \quad (3.17)$$

$$P_2 = c\tau_2 + c\Delta t_r - c\Delta t_e + \sigma_p \quad (3.18)$$

$$L_1 = c\tau_1 + c\Delta t_r - c\Delta t_e + \lambda_1 N_1 + \sigma_L \quad (3.19)$$

$$L_2 = c\tau_2 + c\Delta t_r - c\Delta t_e + \lambda_2 N_2 + \sigma_L \quad (3.20)$$

Pour simplifier les notations, nous introduisons  $D_1$  et  $D_2$  qui représentent la propagation et les effets troposphériques, ainsi que  $\lambda_1 d_{\text{windup}}$  et  $\lambda_2 d_{\text{windup}}$  représentant le phase-wind-up pour les fréquences 1 et 2 respectivement. On note  $\Delta h = h_i - h_j$  la différence d'horloges récepteur  $i$  – satellite  $j$ .

$$P_1 = D_1 + e + h_{p1} \quad (3.21)$$

$$P_2 = D_2 + \gamma_e + h_{p2} \quad (3.22)$$

$$\lambda_1 L_1 = D_1 + \lambda_1 d_{\text{windup}} - e + h_{L1} - \lambda_1 N_1 \quad (3.23)$$

$$\lambda_2 L_2 = D_2 + \lambda_2 d_{\text{windup}} - \gamma_e + h_{L2} - \lambda_2 N_2 \quad (3.24)$$

On utilise la combinaison Wide-Lane telle que :

$$L_2 - L_1 - f(P_1, P_2) = -N_w + \left(\frac{c\tau_{wsb}}{\lambda_{wl}}\right) - \left(\frac{c\tau_{wrb}}{\lambda_{wl}}\right) \quad (3.25)$$

Avec :

$N_w$  : Ambiguïté Wide-Lane entière par passage, telle que  $N_w = N_2 - N_1$  et  $\lambda_{wl}=86.19$  cm.

$\frac{CT_{wsb}}{\lambda_{wl}}$  : Biais Wide-Lane du satellite (par époque)

$\frac{CT_{wrb}}{\lambda_{wl}}$  : Biais Wide-Lane du récepteur (par époque)

Excepté lors d'évènements tels que des variations brusques propres aux satellites (par exemple les opérations de maintenance), les biais Wide-Lane sont stables de jour en jour. Leur variation est tout de même à prendre en compte si on recherche de fines précisions. Les biais récepteurs quant à eux peuvent varier en fonction de l'environnement dans lequel se situe le récepteur (à cause d'effets thermiques par exemple). Au final, pour chaque passage du satellite, un jeu d'ambiguïtés Wide-Lane  $N_2 - N_1$  est produit.

**La combinaison Narrow-Lane :** Une fois que les mesures à Wide-Lane sont fixées, la deuxième étape de la détermination des ambiguïtés entières consiste à fixer les Narrow-Lane. Pour cela, on utilise les produits d'horloges et d'orbites GRG. Les produits GRG ont été calculés pour le GRGS de manière à corriger les biais d'horloges et à les rendre compatibles avec un traitement des ambiguïtés entières. On introduit enfin la combinaison Narrow-Lane des observables  $L_1$  et  $L_2$  afin de fixer  $N_1$  dans une solution globale et par conséquent d'obtenir  $N_2$ .

La longueur d'onde de la combinaison Narrow-Lane est huit fois plus courte que celle de la Wide-Lane ce qui permettra d'affiner la recherche. La méthode de résolution est ensuite itérative avec une réduction des paramètres autres que les ambiguïtés puis la fixation des ambiguïtés les unes par rapport aux autres. Cette dernière étape démarre par la correction des mesures de Phase Wind up. On calcule alors une valeur d'entier  $N_1$  par passage.

$$\frac{(\gamma\lambda_1 L_1 - \gamma\lambda_2(L_2 + N_w))}{\gamma - 1} = D + \lambda_c d_{windup} + \Delta t - \lambda_c N_1 \quad (3.26)$$

Avec :  $\gamma = \frac{\lambda_1^2}{\lambda_2}$

$\lambda_c$  : Longueur d'onde de la combinaison Narrow-Lane égale à 10.69 cm

$d_{windup}$  : Phase wind-up

$D$  : Distance géométrique incluant le retard troposphérique, les effets relativistes,... sur  $L_1$ .

Remarque : Ces équations sont identiques à un PPP standard flottant, sauf pour la valeur

de  $N_1$  qui ici est entière.

## 3. Traitement des données GPS issues de la mission CRAC-ICE

### 3.1 Traitement GINS

#### *a- Présentation*

Cette partie fait référence à [Loyer \(Janvier 2007\)](#).

La façon dont sont organisés les traitements GPS dans GINS est partiellement liée à l'histoire du logiciel. Le logiciel GINS a été initialement conçu dans les années 1970 pour traiter les données de géodésie spatiale disponibles à l'époque. Ses fonctionnalités sont multiples et ont démarré par les calculs d'orbite autour d'un corps du système solaire et la détermination de paramètres géophysiques tels que le calcul des coordonnées du pôle et position et la vitesse des stations (géocentre), les coefficients du champ de gravité, coefficients de marée océanique, VLBI (interférométrie radio à longue base), etc... Depuis la fin des années 90, GINS a été utilisé pour le traitement de données GNSS avec 2 types de mesures, des stations au sol fixes (réseau IGS) et des récepteurs embarqués sur satellite bas afin de faire de la restitution d'orbites précises.

GINs offre la possibilité de traiter les données GNSS en mode différentiel et en mode PPP. Les produits d'orbite et d'horloge des constellations peuvent être ceux de la solution combinée de l'IGS ou ceux d'un des centres d'analyse comme CNES-CLS par exemple (produits GRG).

#### *b- Les étapes de calcul*

Le processus de traitement en PPP entier (appelé ici le IPPP) se décompose en différentes étapes (cf. Figure 3.4). Cette série permet d'isoler les ambiguïtés des autres paramètres afin de former des combinaisons de mesures ne contenant plus que ces derniers. Pour le moment, ces combinaisons sont réalisées entre les mesures de fréquences  $L_1$  et  $L_2$  mais l'arrivée de fréquences supplémentaires (avec l'arrivée du système Galiléo par exemple), permettra d'en effectuer davantage.

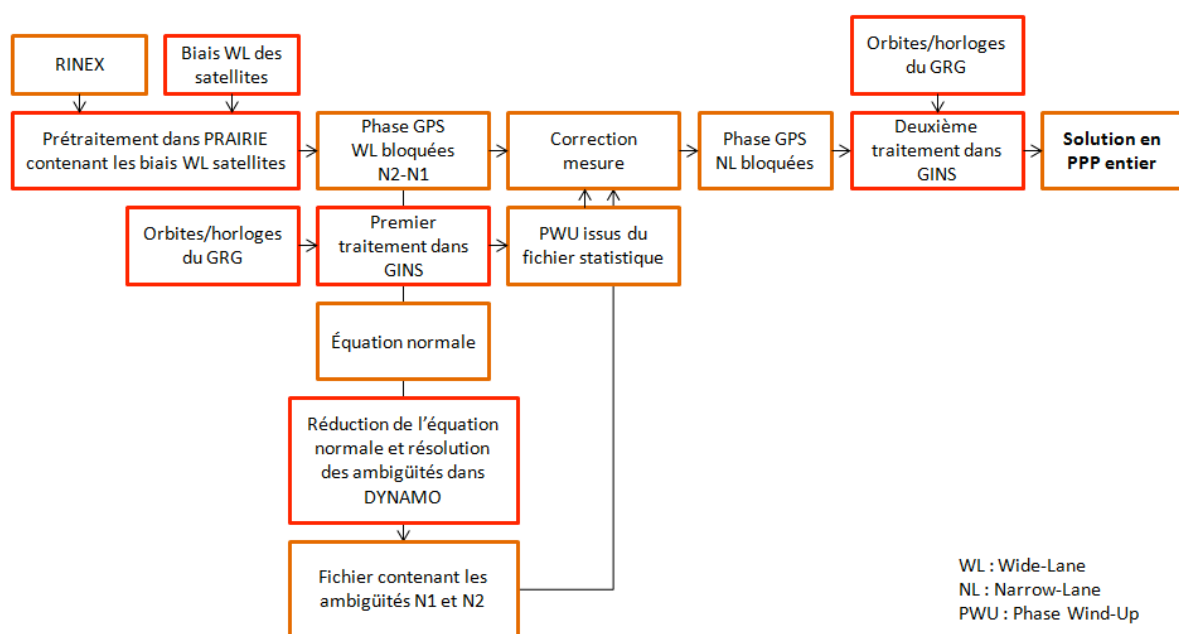


FIGURE 3.4 – Principe du PPP entier sous GINS. Source : Formation GINS

La première étape de traitement consiste en un prétraitement sous PRAIRIE, sur un arc de minuit à minuit (*Portier (2010)*), permettant ainsi la détection des sauts de cycle. Une fois réalisé, le traitement PPP sous GINS commence par une détermination de la coordonnée a priori de la station. Le logiciel essaiera ensuite de converger vers cette valeur par résolution en moindres carrés. Pour obtenir une bonne précision sur cette valeur, un premier traitement est lancé permettant de déterminer une coordonnée approchée de la station.

La station ne bougeant que d'environ 3 mètres par jour, la coordonnée approchée de toute la série temporelle ne sera pas modifiée et n'empêchera pas la convergence.

Le calcul en ambiguïtés entières requiert un premier traitement en PPP flottant. Il permet ainsi d'extraire les valeurs des ambiguïtés. Une fois qu'elles sont disponibles, un second traitement est lancé incluant la nature entière de ces ambiguïtés. Pour le détail de ces traitements et les étapes, voir *Loyer (Janvier 2007)*, *Rude (2010)*, *Portier (2010)* et *Marty et al. (2012)*.

En résumé, les différents paramètres utilisés sont :

- Echantillonnage à 30 secondes, avec un calcul de chaque époque de manière indépendante
- Utilisation des produits d'orbites et d'horloges GRG sont utilisés
- Le traitement dans GINS est journalier, de minuit à minuit
- Prises en compte des corrections d'antenne
- Utilisation du modèle troposphérique GTP, avec un paramètre estimé toutes les heures et la fonction de rabattement GMF
- L'angle de coupure imposé est de  $10^\circ$
- Prise en compte des effets de charge

### 3.2 Comparaison des différents logiciels et stratégies de traitement

Les données disponibles ont été principalement collectées lors de la revisite des stations GPS 4 et GPS 5 en janvier 2008. Les GPS avaient été installés lors de la campagne CRAC-ICE d'Octobre-Novembre 2007. Quelques mois de données supplémentaires sur les stations fixes et le GPS 5 ont été collectés par la suite lors de la mission de 2009-2010.

Pour évaluer l'efficacité de notre traitement GPS, nous avons décidé de comparer les résultats que nous obtenions avec GINS avec deux autres logiciels de traitement GPS. Les deux autres logiciels utilisés sont TRACK module de GAMIT développé par le MIT et



CSRS (Système Canadien de Référence Spatiale) développé par le NRCAN (Natural Resources CANada,<sup>4</sup>). Le logiciel TRACK est basé sur le principe de la Double Différence, tandis que CSRS fonctionne sur le même principe que GINS-PPP mais ne résout pas les ambiguïtés entières. De même, nous avons décidé de comparer les traitements de GINS en PPP "flottant" c'est à dire avec des ambiguïtés à valeurs réelles et des ambiguïtés entières.

Les résultats de comparaison des traitements sont présentés dans la Table 3.1 (traitement en PPP) ainsi que la Figure 3.5 et Figure 3.6 et dans la Table 3.2 et la Figure 3.7 (traitement en DD). Les valeurs données sont pour des signaux pour lesquels on a retiré la marée, à l'aide d'une analyse harmonique utilisant les 8 ondes principales.

Value in meters	Penguin Point	GPS 4	GPS 5
<b>CSRS-PPP</b>	<b>x</b> 0.025	0.058	0.064
	<b>y</b> 0.026	0.040	0.046
	<b>z</b> 0.071	0.114	0.113
<b>GINs-IPPP</b>	<b>x</b> 0.025	0.038	0.044
	<b>y</b> 0.026	0.012	0.018
	<b>z</b> 0.071	0.057	0.055
<b>GINs-PPP flottant</b>	<b>x</b> 0.010	0.039	0.063
	<b>y</b> 0.026	0.014	0.027
	<b>z</b> 0.071	0.057	0.087

TABLE 3.1 – Valeur de la Root Mean Square (RMS) en mètres des résultats des différents traitements GPS sur des stations statiques (site rocheux de Penguin Point) et cinématiques (site glaciers mobiles, GPS 4 et GPS 5), traitées en PPP avec CSRS et GINS. Les résultats sont donnés en coordonnées topocentriques dans le repère local ( $x, y, z$ ) sur 6 jours avec 30 secondes d'échantillonnage. Pour les sites GPS 4 et GPS 5, les valeurs sont données pour un signal sans marée et sans trend.

Les résultats de nos traitements sont développés dans l'article de [Lescarmontier et al. \(2012b\)](#). Je résumerai ici les principaux résultats de cette étude.

Les séries temporelles du GPS 4 et GPS 5 traitées à l'aide de GINS-IPPP apparaissent sur la Figure 3.5. Les deux séries semblent similaires mais on note un cycle semi quotidien qui pourrait être expliqué par la présence d'ondes de marée mal modélisées par l'analyse

4. <http://www.nrcan.gc.ca/com>

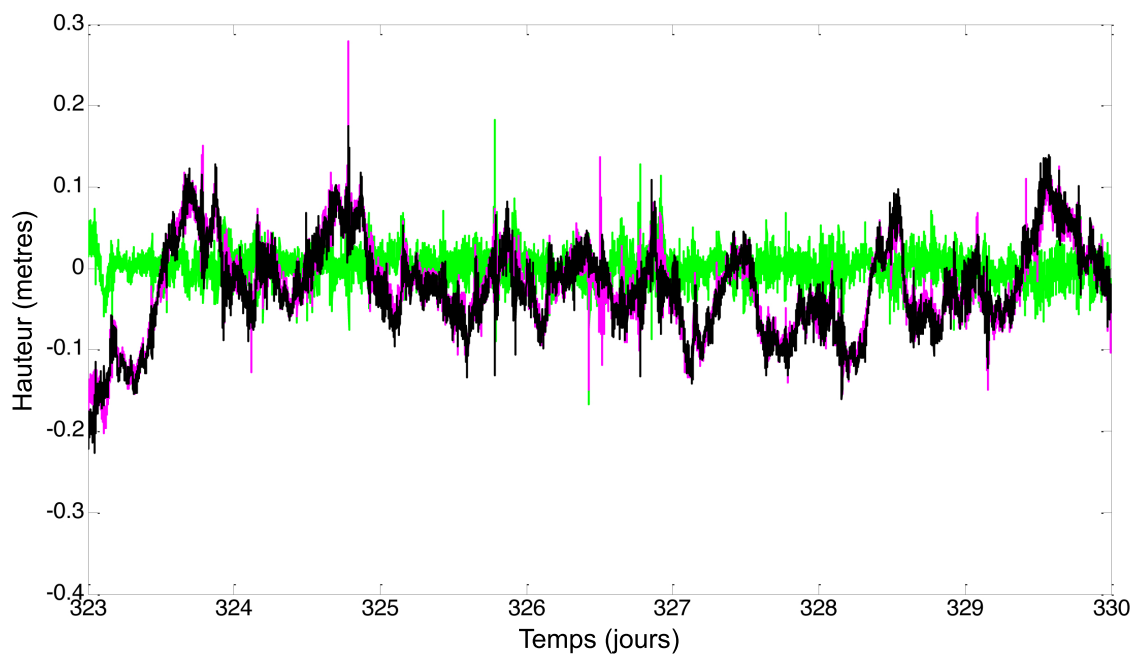


FIGURE 3.5 – Série temporelle du GPS 4 (en noir) et GPS 5 (en magenta) issues du traitement GINS-IPPP et de leur différence (en vert). Les valeurs sont données pour la verticale et en mètres.

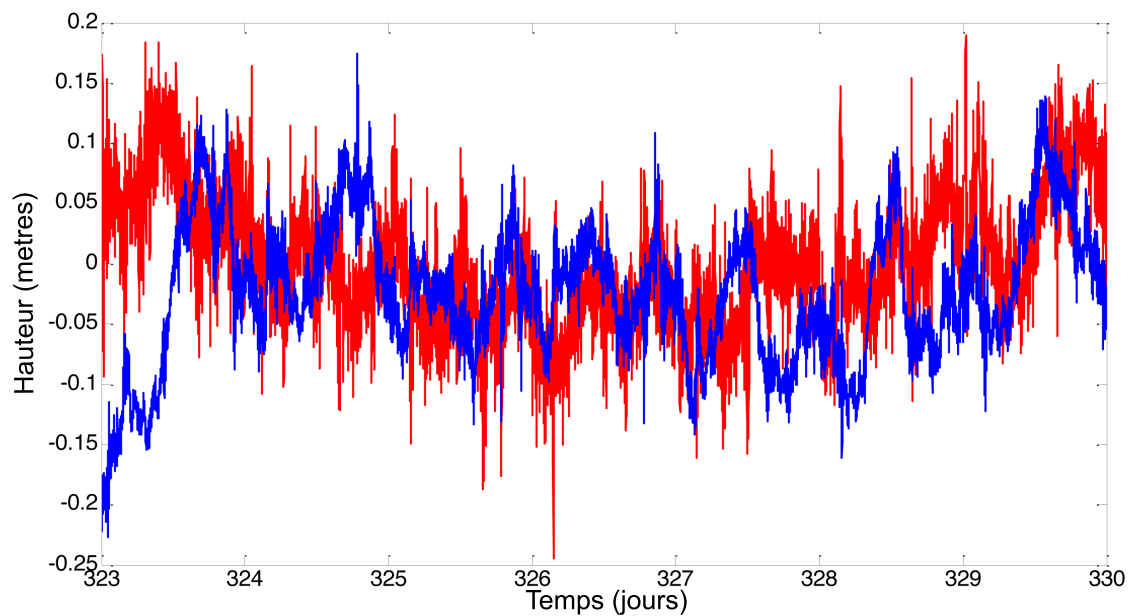


FIGURE 3.6 – Série temporelle du GPS 4 issue des traitements GINS-IPPP (en bleu) et CSRS (en rouge).

	GPS 5-GPS 4
<b>GINS - <math>\delta</math>PPP</b>	<b>x</b> 0.0011 <b>y</b> 0.014 <b>z</b> 0.019
<b>TRACK-DD</b>	<b>x</b> 0.014 <b>y</b> 0.018 <b>z</b> 0.056

TABLE 3.2 – Valeur de la Root Mean Square (RMS) en mètres des résultats des différents traitements GPS sur des stations cinématiques. Nous utilisons un traitement DD à l'aide du logiciel TRACK-GAMIT ensuite comparé à un traitement GINS- $\delta$ PPP. Les résultats sont donnés dans un repère local, pour des coordonnées topocentriques  $(x,y,z)$  et pour plus de 6000 points (soient 2 jours à 30 secondes d'échantillonnage). La solution GINS- $\delta$ PPP est calculée sur deux solutions PPP sur des signaux sans marée.

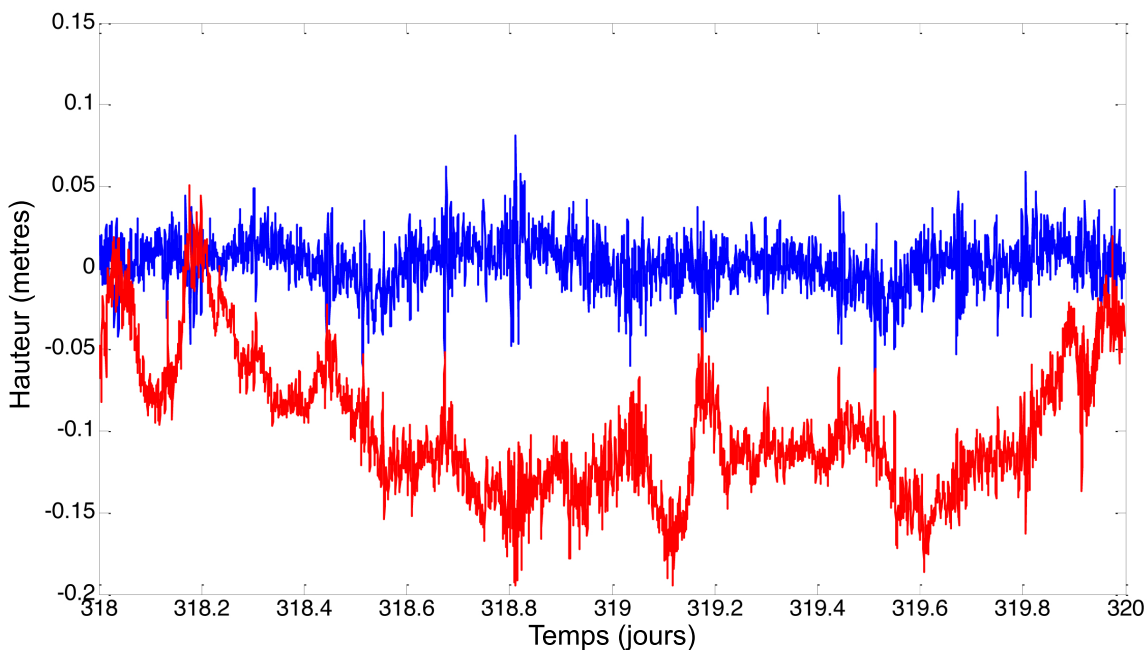


FIGURE 3.7 – Série temporelle du GPS 4 issues d'un traitement TRACK (en rouge) et GINS- $\delta$ PPP (en bleu).

harmonique ou par la géométrie cyclique des satellites. Dans ce cas, un filtre sidereal ([Ragheb et al. \(2007\)](#)) serait utile pour retirer ce signal. Concernant les séries temporelles en

PPP, on remarque que la série GINS sur la Figure 3.6 reste la moins bruitée comparée à un traitement CSRS, avec des différences de position allant jusqu'à 10 cm. De même sur le traitement en DD, la série TRACK semble enregistrer une sorte de dérive temporelle qui se fixe à la fin de la série. D'après cette analyse qualitative, le traitement GNS-IPPP semble le plus stable.

Enfin, la valeur de RMS la plus forte est sur la composante verticale, conséquence de la géométrie de la constellation GPS. En se positionnant à de fortes latitudes, les satellites en visibilité seront principalement sur les composantes horizontales (et peu ou pas de satellites au zénith). De même, les signaux non résolus par l'analyse harmonique sont concentrés sur la verticale. Ensuite, on remarque que le traitement CSRS-PPP réduit la RMS à environ 7 cm pour une station statique, 11 cm pour une cinématique. En comparaison, GINS-PPP réduit cette valeur à 2.5 cm pour la station statique et 5.5 cm pour la cinématique. GINS-PPP (valeur réelle des ambiguïtés) et GINS-IPPP (valeur entière) donnent des résultats similaires en terme de niveau de bruit. Nous nous intéresserons d'avantage à l'influence de l'utilisation de ces deux techniques dans la section suivante. La Table 3.2 présente les comparaisons de traitement TRACK en DD utilisant le GPS 5 comme station de base (Penguin Point n'a pu être utilisé à cause de sa distance aux stations cinématiques) et le traitement GINS- $\delta$ PPP (différence entre le traitement GINS-IPPP du GPS 4 et du GPS 5). En faisant cette différence, nous pouvons retirer les erreurs communes enregistrées par les deux GPS. Le signal restant correspond au niveau de bruit. Les résultats montrent que les niveaux de bruit pour ces deux traitements sont comparables pour les composantes horizontales. Concernant la composante verticale, le niveau de bruit du traitement GINS- $\delta$ PPP est même meilleur. Le niveau de bruit final pour le traitement GINS-IPPP est donc évalué à moins de **2 cm**.

### 3.3 GINS-IPPP vs GINS-PPP

Par ailleurs, nous avons comparé les résultats issus des traitements GINS-PPP avec deux modes de résolution : le premier en résolvant les ambiguïtés en valeurs réelles, et le second en valeurs entières. Le pourcentage de fixation des ambiguïtés à des valeurs entières est en moyenne de 94 % sauf pour les deux dates du 14 Nov. 2008 et du 30 Nov. 2008 où il était de 88 %.

Dans la section précédente, nous avons pu remarquer que le niveau de bruit pour les traitements en PPP à l'aide de GINS-IPPP et GINS-PPP sont assez similaires. Cependant

si on regarde plus précisément les séries temporelles, on observe les signaux parasites. On peut en différencier deux types : les sauts à minuit qui sont facilement reconnaissables car visibles lors du changement de jour (cf. Figure 3.8) et les sauts en milieu d'arc dus à la mauvaise résolution des ambiguïtés. Ce type de signal a déjà été noté par *King et al.* (2003) et semblerait être induit par la mauvaise résolution de certains signaux de marée.

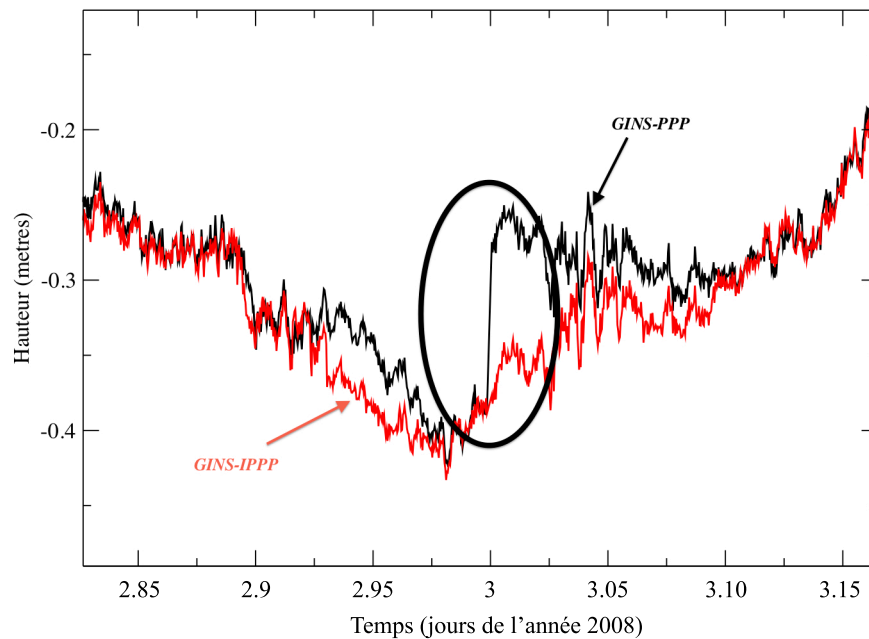


FIGURE 3.8 – Illustration des instabilités créées par le traitement en ambiguïtés réelles. La courbe rouge représente le traitement GINS-IPPP et la courbe noire le traitement GINS-PPP calculés sur la hauteur du GPS 5. On remarque lors du passage au jour suivant l'introduction d'un saut parasite dans le cas du traitement GINS-PPP.

La figure précédente illustre un saut à minuit présent lors du passage au jour suivant. Dans la solution en ambiguïtés fixées (rouge) on remarque la stabilité de la solution au passage au jour suivant. Ces sauts proviennent essentiellement des produits IGS utilisés. Dans la solution en ambiguïtés fixées, les produits GRGS sont nécessaires à la construction de la solution et leur utilisation élimine ce genre de signaux parasites.

Un second type de saut est enregistré (cf. Figure 3.9) mais dans ce cas, le saut est provoqué par la mauvaise résolution des ambiguïtés. Ces sauts ne sont pas systématiques, mais apparaissent pour des solutions qui sont moins stables (par exemple lorsque moins

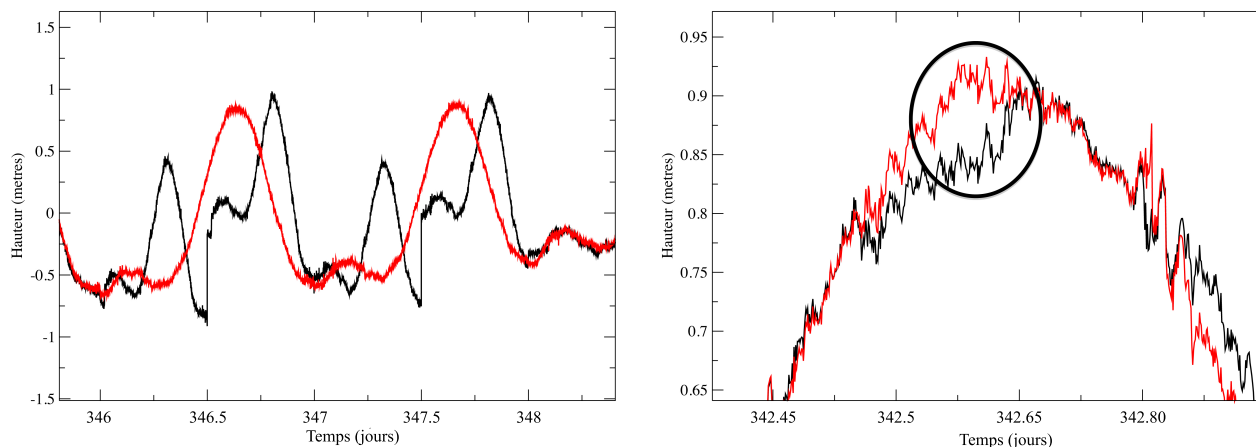


FIGURE 3.9 – *Illustration des instabilités créées par le traitement en ambiguïtés réelles. La courbe rouge représente le traitement GINS-IPPP et la courbe noir le traitement GINS-PPP calculé sur la hauteur du GPS 5.*

de satellites sont en visibilité (*Portier (2010)*)). La résolution de ce type de signal est importante lorsqu'on travaille sur l'analyse spectrale de nos signaux. Il était donc crucial pour nous d'éviter au maximum toute introduction de signaux parasites qui modifieraient la signature spectrale de nos séries temporelles.

## 4. Validation des traitements à l'aide d'un modèle de marée

Les deux récepteurs GPS étant situés sur la langue de glace du glacier Mertz flottant sur l'eau, chaque GPS enregistre la marée. Afin de comparer les résultats obtenus avec notre traitement GINS, nous avons décidé de comparer les ondes de marée enregistrées par les GPS 4 et GPS 5 avec plusieurs modèles de marée, mais aussi avec plusieurs types de traitements GPS (cf. Figure 3.10).

Les logiciels de traitement GPS utilisés sont : CRSC, un logiciel de traitement PPP en ligne développé par le NRCAN<sup>5</sup> et les sorties de GINS en PPP flottant et PPP entier. Chaque sortie de série (CSRS, GINS-PPP et GINS-IPPP) a été comparée avec les résultats de plusieurs modèles de marée. Cette méthode constitue un moyen de validation à

5. [www://www.geod.nrcan.gc.ca/products-produits/ppp\\_app\\_f.php](http://www.geod.nrcan.gc.ca/products-produits/ppp_app_f.php)

la fois de nos traitements GPS et des modèles de marée. Ces résultats seront repris dans l'article de [Mayet et al. \(2012\)](#).

Les premières analyses montrent que pour les GPS 4 et 5, les solutions CSRS à 100 et 160 jours sur le GPS 5 ont de fortes erreurs sur les ondes  $M_2$  et  $O_1$ , la solution GINS-PPP pour le GPS 5 à 100 jours donne de mauvais résultats sur les ondes diurnes  $K_1$  et  $O_1$ . De manière plus générale, les solutions GINS-PPP (avec ambiguïtés flottantes) posent des problèmes pour la résolution des ondes  $K_1$  et  $O_1$  et enfin les solutions à 60 jours de GINS-PPP et CSRS sont assez comparables (avec quand même un léger avantage pour GINS).

	MODEL = cada00.10								
	K1	O1	M2	S2	P1	N2	Q1	K2	total_error
cr4_gins_afixe_60j(h	6.5	3.5	2.4	2.6	1.3	0.6	0.8	0.8	5.9
cr4_scrs_60j(hmg)	7.4	3.9	3.0	2.6	1.7	1.2	1.1	0.8	6.8
<b>cr5_gins_160j(hmg)</b>	<b>1.3</b>	<b>6.3</b>	<b>0.4</b>	<b>1.8</b>	<b>1.5</b>	<b>0.5</b>	<b>2.1</b>	<b>0.5</b>	<b>5.1</b>
cr5_gins_60j(hmg)	1.5	6.5	1.0	2.8	2.0	0.9	1.7	0.9	5.6
cr5_gins_afixe_60j(h	8.1	3.8	2.2	2.0	1.9	1.1	0.8	0.6	6.9
cr5_scrs_100j(hmg)	6.0	16.9	12.5	2.4	1.2	5.1	3.7	0.8	16.2
cr5_scrs_160j(hmg)	5.3	11.9	8.9	2.2	1.0	3.4	3.1	1.4	11.8
cr5_scrs_60j(hmg)	10.1	3.9	3.0	2.5	2.7	0.7	1.1	0.8	8.4
	MODEL = cats02.01								
cr4_gins_afixe_60j(h	4.7	4.4	2.2	3.1	1.5	0.3	0.6	1.2	5.5
cr4_scrs_60j(hmg)	4.0	4.6	2.2	3.1	1.5	0.7	0.8	1.2	5.3
cr5_gins_160j(hmg)	11.1	8.3	1.3	2.0	3.7	0.2	2.0	0.7	10.4
cr5_gins_60j(hmg)	12.2	8.4	0.2	2.9	3.9	0.4	1.5	1.1	11.1
<b>cr5_gins_afixe_60j(h</b>	<b>3.5</b>	<b>4.2</b>	<b>1.8</b>	<b>2.6</b>	<b>1.3</b>	<b>0.6</b>	<b>0.5</b>	<b>1.1</b>	<b>4.6</b>
cr5_scrs_100j(hmg)	5.4	14.2	11.5	2.4	1.7	4.6	3.5	0.9	14.3
cr5_scrs_160j(hmg)	6.2	9.5	7.9	2.5	2.4	3.0	2.9	1.4	10.5
cr5_scrs_60j(hmg)	2.8	4.3	2.3	3.1	1.5	0.2	0.9	1.2	4.8
	MODEL = cats2008								
<b>cr4_gins_afixe_60j(h</b>	<b>3.1</b>	<b>0.6</b>	<b>0.8</b>	<b>1.7</b>	<b>0.7</b>	<b>0.5</b>	<b>1.0</b>	<b>1.0</b>	<b>2.9</b>
cr4_scrs_60j(hmg)	4.0	1.1	1.5	2.0	1.1	0.4	1.3	1.1	3.7
cr5_gins_160j(hmg)	6.2	5.3	1.4	0.5	2.1	0.5	1.4	0.5	6.1
cr5_gins_60j(hmg)	8.2	5.5	1.1	1.5	2.4	0.5	1.5	0.8	7.4
cr5_gins_afixe_60j(h	3.9	0.9	0.7	1.5	1.0	0.6	1.0	1.0	3.3
cr5_scrs_100j(hmg)	2.8	14.4	11.5	1.1	0.5	4.3	3.5	0.6	13.8
cr5_scrs_160j(hmg)	3.5	9.4	7.8	0.9	0.9	2.7	2.8	1.0	9.5
cr5_scrs_60j(hmg)	6.1	1.1	1.6	2.0	1.8	0.1	1.4	1.1	5.1
	MODEL = fes2004								
cr4_gins_afixe_60j(h	4.7	3.4	2.3	2.6	1.5	1.0	1.1	1.2	5.1
cr4_scrs_60j(hmg)	5.2	3.9	3.3	2.4	1.7	0.9	1.5	1.1	5.8
cr5_gins_160j(hmg)	9.6	8.2	0.8	1.4	3.5	0.8	1.8	0.9	9.5
cr5_gins_60j(hmg)	11.2	8.3	0.5	2.3	3.7	0.9	1.5	1.3	10.4
<b>cr5_gins_afixe_60j(h</b>	<b>3.2</b>	<b>3.6</b>	<b>1.6</b>	<b>2.2</b>	<b>1.1</b>	<b>1.0</b>	<b>0.7</b>	<b>1.0</b>	<b>4.1</b>
cr5_scrs_100j(hmg)	4.4	15.6	11.9	1.8	1.5	4.2	3.5	1.2	14.9
cr5_scrs_160j(hmg)	5.3	10.7	8.3	1.9	2.2	2.5	2.9	1.8	10.9
cr5_scrs_60j(hmg)	4.1	3.8	2.3	2.7	1.3	0.4	1.1	1.1	4.9
	MODEL = got4.7								
<b>cr4_gins_afixe_60j(h</b>	<b>2.2</b>	<b>2.3</b>	<b>1.9</b>	<b>1.0</b>	<b>0.4</b>	<b>0.1</b>	<b>0.6</b>	<b>0.2</b>	<b>2.8</b>
cr4_scrs_60j(hmg)	3.2	1.8	2.7	1.3	0.7	0.9	0.9	0.2	3.5
cr5_gins_160j(hmg)	5.9	2.8	0.3	0.7	2.4	0.2	1.2	0.4	5.0
cr5_gins_60j(hmg)	7.6	2.8	1.1	1.6	2.5	0.4	1.1	0.5	6.3
cr5_gins_afixe_60j(h	3.2	2.1	1.9	0.8	0.7	0.6	0.7	0.1	3.1
cr5_scrs_100j(hmg)	1.9	11.7	12.5	1.5	0.4	4.8	3.1	0.5	12.9
cr5_scrs_160j(hmg)	2.7	6.7	8.8	0.7	1.0	3.2	2.4	1.2	8.6
cr5_scrs_60j(hmg)	5.5	1.9	2.8	1.2	1.5	0.5	1.0	0.2	4.8
	MODEL = tpxo6.2								
cr4_gins_afixe_60j(h	2.6	2.6	1.9	1.7	1.1	0.5	0.3	0.3	3.3
cr4_scrs_60j(hmg)	3.1	2.4	2.3	1.9	1.3	1.0	0.7	0.3	3.7
cr5_gins_160j(hmg)	7.5	5.2	0.8	0.8	2.7	0.4	1.4	0.4	6.9
cr5_gins_60j(hmg)	9.2	5.3	0.5	1.8	3.1	0.8	1.1	0.5	8.0
<b>cr5_gins_afixe_60j(h</b>	<b>2.8</b>	<b>2.1</b>	<b>1.7</b>	<b>1.3</b>	<b>1.2</b>	<b>1.0</b>	<b>0.4</b>	<b>0.2</b>	<b>3.1</b>
cr5_scrs_100j(hmg)	2.8	12.1	11.9	1.5	1.1	4.9	3.1	0.5	12.9
cr5_scrs_160j(hmg)	3.7	7.1	8.3	1.1	1.6	3.3	2.5	1.2	8.8
cr5_scrs_60j(hmg)	4.8	2.1	2.4	1.8	1.8	0.6	0.8	0.3	4.5
	MODEL = tpxo7.0								
cr4_gins_afixe_60j(h	5.7	2.7	0.6	2.7	0.6	0.5	0.8	1.1	5.0
cr4_scrs_60j(hmg)	5.3	2.7	1.7	2.7	0.9	0.6	1.1	1.1	5.0
cr5_gins_160j(hmg)	11.4	6.1	1.7	1.8	2.3	0.4	1.4	0.6	9.5
cr5_gins_60j(hmg)	12.9	6.1	1.7	2.8	2.5	0.6	1.4	0.9	10.6
<b>cr5_gins_afixe_60j(h</b>	<b>4.6</b>	<b>2.4</b>	<b>0.8</b>	<b>2.2</b>	<b>0.9</b>	<b>0.8</b>	<b>0.8</b>	<b>1.0</b>	<b>4.2</b>
cr5_scrs_100j(hmg)	6.1	12.7	11.8	2.3	0.5	4.5	3.4	0.8	13.7
cr5_scrs_160j(hmg)	7.0	7.7	8.1	2.2	1.0	2.8	2.7	1.3	9.9
cr5_scrs_60j(hmg)	4.6	2.5	1.9	2.7	1.7	0.2	1.2	1.1	4.6



		MODEL =			mertz-b9b1				
cr4_gins_afixe_60j(h	0.7	0.4	1.8	2.4	0.3	0.9	0.7	1.1	2.5
cr4_scrs_60j(hmg)	1.0	0.5	2.4	2.5	0.3	0.6	0.9	1.1	2.8
cr5_gins_160j(hmg)	7.3	4.8	0.4	1.5	2.7	0.8	1.1	0.8	6.6
cr5_gins_60j(hmg)	8.3	4.9	0.9	2.5	2.8	0.9	1.0	1.2	7.5
<b>cr5_gins_afixe_60j(h</b>	<b>0.8</b>	<b>0.3</b>	<b>1.7</b>	<b>1.9</b>	<b>0.3</b>	<b>1.1</b>	<b>0.7</b>	<b>1.0</b>	<b>2.2</b>
cr5_scrs_100j(hmg)	1.5	13.5	12.3	2.1	0.5	4.3	3.0	1.1	13.6
cr5_scrs_160j(hmg)	2.3	8.5	8.6	1.9	1.3	2.6	2.3	1.7	9.2
cr5_scrs_60j(hmg)	3.2	0.4	2.6	2.4	1.0	0.4	0.9	1.1	3.6
		MODEL =			mertz-b9b2				
cr4_gins_afixe_60j(h	1.3	1.0	1.8	2.4	0.4	0.9	0.5	1.1	2.7
cr4_scrs_60j(hmg)	1.3	1.3	2.5	2.5	0.4	0.6	0.8	1.1	3.0
cr5_gins_160j(hmg)	7.7	5.6	0.4	1.5	2.8	0.8	1.2	0.8	7.2
cr5_gins_60j(hmg)	8.9	5.6	1.0	2.5	3.0	0.9	1.1	1.2	8.1
<b>cr5_gins_afixe_60j(h</b>	<b>0.9</b>	<b>1.0</b>	<b>1.7</b>	<b>1.9</b>	<b>0.3</b>	<b>1.1</b>	<b>0.6</b>	<b>1.0</b>	<b>2.3</b>
cr5_scrs_100j(hmg)	2.1	13.8	12.3	2.1	0.7	4.3	3.1	1.1	13.8
cr5_scrs_160j(hmg)	2.9	8.8	8.6	1.9	1.5	2.6	2.4	1.7	9.5
cr5_scrs_60j(hmg)	3.0	1.2	2.6	2.5	1.0	0.4	0.8	1.1	3.6
		MODEL =			mertz-remaining				
cr4_gins_afixe_60j(h	1.4	0.9	1.7	2.3	0.5	0.9	0.6	1.1	2.6
cr4_scrs_60j(hmg)	1.7	1.4	2.4	2.4	0.6	0.6	0.9	1.1	3.1
cr5_gins_160j(hmg)	7.4	5.7	0.5	1.4	2.8	0.8	1.3	0.8	7.1
cr5_gins_60j(hmg)	8.7	5.8	0.9	2.4	2.9	1.0	1.2	1.2	8.0
<b>cr5_gins_afixe_60j(h</b>	<b>1.4</b>	<b>1.0</b>	<b>1.6</b>	<b>1.9</b>	<b>0.5</b>	<b>1.1</b>	<b>0.7</b>	<b>1.0</b>	<b>2.4</b>
cr5_scrs_100j(hmg)	1.9	14.4	12.2	2.0	0.7	4.3	3.2	1.1	14.0
cr5_scrs_160j(hmg)	2.8	9.3	8.5	1.8	1.4	2.6	2.5	1.7	9.7
cr5_scrs_60j(hmg)	3.5	1.3	2.5	2.4	1.2	0.5	1.0	1.1	3.8

FIGURE 3.10 – Comparaison des différents résultats de traitement GPS avec différents modèles de marée. Les résultats sont données en centimètres.



## 4 - PROCESSUS PETITE ÉCHELLE

*La science restera toujours la satisfaction du plus haut désir de notre nature, la curiosité; elle fournira à l'homme le seul moyen qu'il ait pour améliorer son sort.*

Ernest Renan

### Sommaire

---

<b>1</b>	<b>Vibration of the Mertz Glacier ice tongue (Lescarmonnier L., B. Legrésy, R. Coleman, F. Perosanz, C. Mayet, L. Testut, <i>Journal of Glaciology</i>. 2011, In review) . . . . .</b>	<b>107</b>
1.1	Abstract . . . . .	107
1.2	Introduction . . . . .	108
1.3	Study Area . . . . .	109
1.4	Vertical movements of the ice-tongue . . . . .	111
1.5	Recording the vibrations . . . . .	119
1.6	Origin of the glacier vibration . . . . .	121
1.7	Origin of the forcing . . . . .	128
1.8	Discussion-General comments . . . . .	129
1.9	Conclusion . . . . .	131
<b>2</b>	<b>Eléments de synthèse . . . . .</b>	<b>131</b>

---



Le traitement GPS GINS-IPPP nous a permis d'atteindre une précision de l'ordre de 2 cm. Cette confiance en nos résultats nous a amené à regarder de plus près nos signaux. Nous avons ainsi pu réaliser que nous enregistrons des oscillations de quelques centimètres d'amplitude sur quelques minutes de période. De même, le traitement en GINS-IPPP a permis l'élimination des signaux parasites et donc d'analyser nos résultats à l'aide de techniques d'analyse spectrale. Habituellement, les signaux de quelques centimètres d'amplitude sont enregistrés via des sismomètres. L'utilisation de récepteurs GPS constitue donc une première.

Afin de valider ces enregistrements et de leur trouver une explication "physique" nous avons modélisé le glacier comme une poutre élastique (appelée aussi poutre d'Euler-Bernoulli) qui serait soumise à un large spectre de forçages océaniques et atmosphériques. Nous avons pu démontrer que le GPS enregistre des vibrations, correspondant aux fréquences fondamentales du glacier. Les gammes de fréquences s'échelonnent de quelques minutes à quelques heures et pourraient être à l'origine de la propagation du rift principal du glacier, soumis à un mouvement de torsion.

L'ensemble de ces résultats est résumé dans l'article ci-dessous du *Journal of Glaciology* et sera donc en anglais. Les résultats seront repris en Français afin de permettre au lecteur de faire le lien avec le chapitre suivant.

## 1. Vibration of the Mertz Glacier ice tongue (Lescar-montier L., B. Legrésy, R. Coleman, F. Perosanz, C. Mayet, L. Testut, *Journal of Glaciology*. 2011, In review)

### 1.1 Abstract

At the time of its calving in February 2010, the Mertz Glacier in East Antarctica was characterized by a 145 km long, 35 km wide floating tongue. In this paper, we use Global Positioning System data from the Collaborative Research into Antarctic Calving and Iceberg Evolution (CRAC-ICE) 2007-2008 and 2009-2010 field seasons to investigate the dynamics of the Mertz Glacier. Two months of data were collected at the end of the 2007-2008 field season from two kinematic GPS stations situated on each side of the main rift of the glacier tongue and from rock stations located around the ice tongue during 2008-2009.

Using the “Géodésie par Intégration Numérique Simultanées” (GINS) software and Precise Point Positioning (PPP), we observe that the two GPS stations recorded vibrations of the ice tongue with several dominant periods. We compared these results with a simple elastic model of the ice tongue and found that the natural vibration frequencies are similar to the ones recorded by the GPS. This information provides a better understanding of their possible effects on rift propagation and hence on the glacier calving processes.

## 1.2 Introduction

[Holdsworth \(1985\)](#) analyzed different sources of ocean forcing that could cause calving on floating glaciers tongues such as the Mertz Glacier Tongue (Figure 4.1, Figure 4.2). Depending on the region, there are a number of possible mechanisms, including tsunami wave interaction, storm wave interaction (storm surge wave) ([Zumberge \(1962\)](#)), pressure induced by long ocean waves with shelf amplification ([Bromirski et al. \(2010\)](#)), collision between icebergs and floating ice tongues ([Swithinbank et al. \(1977\)](#)), and tidal motion ([Zumberge \(1962\)](#)).

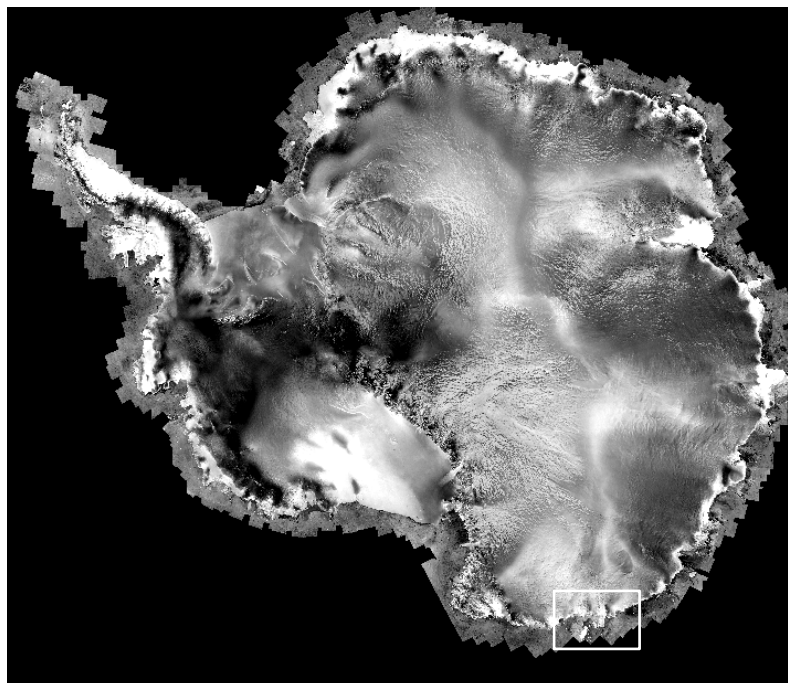


FIGURE 4.1 – *SAR mosaic image from the RAMP AMM-1 400 mission (September-October 1997) of Antarctica with location of King George V Land and Mertz Glacier. ©Canadian Space Agency.*

Ocean wave energy is one of the primary mechanism described by [Holdsworth \(1985\)](#) leading to glacier ice tongue calving. The ocean wave spectrum arrives and interacts with

the glacier, which then acts like a filter, with filtering characteristics depending on the ice thickness (*Holdsworth and Glynn (1981)*). When a dominant frequency occurring in the incident wave spectrum coincides with one of the natural frequencies of the ice tongue, cyclic bending stresses may lead to crack propagation and fatigue failure in the ice. Hence it is of some interest to examine the oscillation characteristics of floating ice tongues and in particular to look at their natural frequencies to investigate the possibility of resonance with the ocean waves and to learn more about calving processes.

The CRAC-ICE (Collaborative Research program into Antarctic Calving and ICEberg Evolution) project was developed during the International Polar Year<sup>1</sup> to understand the mechanics of ice shelf rift initiation and propagation via three complementary components : field work, satellite data analysis and ocean-ice modeling. An additional objective of CRAC-ICE was the monitoring of iceberg evolution as they drift away from their calving site. It is in this context that during the IPEV R<sub>0</sub> Astrolabe voyage of November 2007, we deployed a network of 6 GPS beacons along a flow line of the Mertz Glacier in East Antarctica. Two months of GPS data were collected at the end of the field season from 2 stations, GPS 4 & 5 (cf. Figure 4.2) situated on each side of the main rift of the glacier ice tongue, and three base stations (Commonwealth Bay, Penguin Point and Close Island) were installed on the rock around the Mertz. The data from the base stations were collected during November 2009.

Before analyzing these GPS data in detail, we firstly compared a number of different GPS software and processing strategies in order to obtain the best possible accuracy with the aim of reliably resolving cm-mm scale movement. We investigated the oscillating signals recorded by our GPS receivers located on ice and characterized these vibrations using a simple elastic beam model. Finally, we compared the vibrations recorded by GPS 4 (south of the main rift) and the GPS 5 (north of the main rift) to learn more about their impact on the rift propagation and the possible impact on the calving mechanism.

### 1.3 Study Area

Located in the King George V land (cf. Figure 4.2), East Antarctica, 240 km from the French base station Dumont d'Urville, the Mertz Glacier had a prominent ice tongue, 35 km width and from ice thicknesses from 300 to 1200 m along its length. This ice tongue extended over 100 km in the open ocean with a total length of around 150 km.

---

1. <http://ipy.articportal.org/>

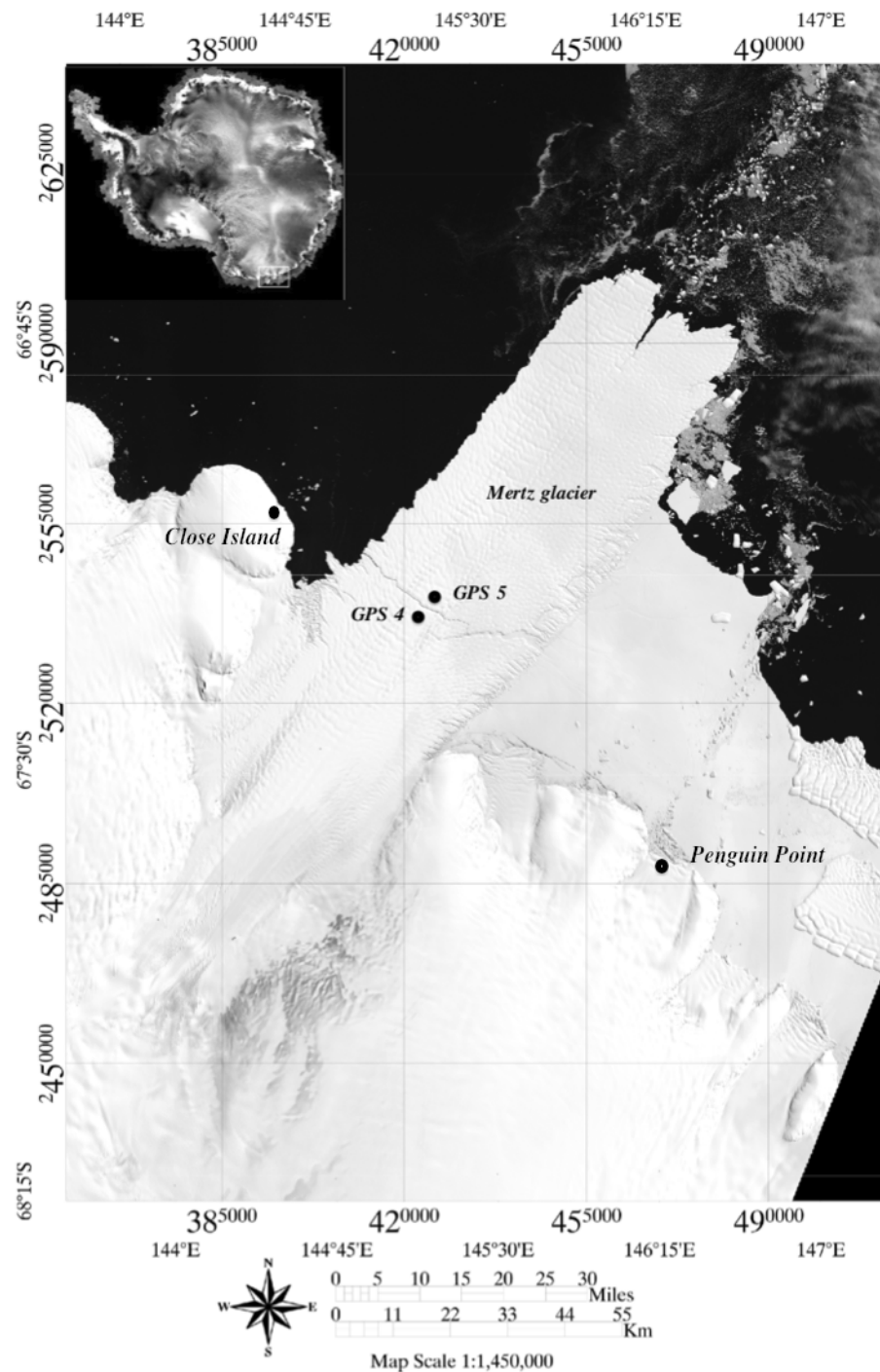


FIGURE 4.2 – Location of the Mertz Glacier on the King George V coast, East Antarctica. MODIS visible image from the 16<sup>th</sup> of march 2009 projected with a 20 km spacing grid overlaid. ©NASA.



Several attempts have been made to measure the ice discharge of the glaciers in this region, including that by [Frezzotti et al. \(1998\)](#), who estimated the accumulated discharge of the Mertz and Ninnis Glaciers to be  $62 \text{ Gt.a}^{-1}$  and the accumulated ice in the drainage basin to be  $58 \text{ Gt.a}^{-1}$  calculated from Landsat images over the period 1989-1991. [Rignot \(2002\)](#) calculated a drainage basin area of  $83\,080 \text{ km}^2$ . [Wendler et al. \(1996\)](#), also used a SAR image pair separated by 19 months to determine the velocity of the ice tongue. A mean value of  $1020 \text{ m.a}^{-1}$  was calculated suggesting that no significant difference exists between the long and short term ice velocity trend.

In addition, [Legresy et al. \(2004\)](#) found that the along-flow velocity of the Mertz ice tongue varied daily from  $\text{m.d}^{-1}$  depending on the tidal current. This study used InSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar) data from 1996 and GPS records from 2000. They deduced from these records that large variations of the flow speed, in phase with tidal cycles, may be linked to a variation in friction of the ice on the eastern rocky wall.

The main feature of the Mertz Glacier was its active rift which played an important role in the latest calving event that occurred between the 12-13th of February 2010. Before this period, very little information existed about previous calving events. [Frezzotti et al. \(1998\)](#) showed that the evolution of the length of the ice tongue was not continuous : from 150 km in 1912, it reduced to 113 km in 1958 and increased again to 155 km in 1996. They concluded that at least one major calving event occurred between 1912 and 1956.

In the case of the recent 2010 Mertz Glacier calving event, the B09B iceberg motion, driven by ocean currents played a major role. However even if this iceberg collision was the final instigator of the calving of the Mertz ice tongue, the two rifts at both sides of the glacier were already well developed at some distance from the grounding line, at locations where one might expect the bending moments and stresses to be largest and thus these rifts would have been at the origin of the calving ([Lescarmontier et al. \(2012c\)](#)).

## 1.4 Vertical movements of the ice-tongue

### *a- Data sets*

The data available for analysis in this study mainly comes from the 2007-2008 CRAC-ICE fieldwork season. It includes GPS data from two beacons on the ice-tongue each side of the main rift (GPS 4 & 5), from two beacons on rock sites each side of the glacier (Penguin

Point and Close Island). We additionally used data from a rock site in Commonwealth Bay some 65 km away (see Table 4.1).

	GPS 4	GPS 5	Penguin Point	Close Island	CWB
<b>Start date</b>	13/11/07	13/11/07	14/11/07	13/01/08	13/11/08
<b>End date</b>	12/01/08	20/04/08	09/11/09	08/11/09	31/03/08
<b>Location</b>					
<b>Longitude</b>	145.1727 E	145.2008 E	146.0444 E	144.3329	142.4015 E
<b>Latitude</b>	67.1344 S	67.1220 S	67.3544 S	67.0133 S	67.0029 S
<b>Distance from GPS 5</b>	3 km	0 km	47 km	34 km	68 km

TABLE 4.1 – *Data set : available data and location of the GPS receivers.*

Topcon GB1000 dual frequency receivers, set at 30 second sampling rate, and PGA1 antennas were used. The Close Island rock site antenna mounts consisted of 48 mm diameter steel tubes installed in the rock. For Penguin Point we reoccupied the geodetic marker installed by the GANOVEX VIII 2000 expedition (Geology and Geophysics of Marie Byrd Land, Northern Victoria Land, and Oates Coast. GANOVEX VII). The Commonwealth Bay station was installed on the Geoscience Australia geodetic benchmark. For the Mertz glacier sites, the antenna mount is a wooden pole buried 1.60 m in the snow with intermediate wooden feet. This glacier GPS site ensures a stability of the antenna with very low sensitivity to melt.

### *b- Processing the data*

Our results show that accurate GPS processing at cm level can be achieved. We will develop in this section a new GPS technique that allows us to achieve this level of accuracy for our GPS solutions.

From raw data to accurate position, we tried several different GPS processing strategies and software in order to evaluate the accuracy level. We used the CSRS-PPP online processing tool from NRCAN<sup>2</sup>, the GINS geodetic software from CNES-GRGS (*Marty*

2. [http://ess.nrcan.gc.ca/2002\\_2006/gnd/csrs\\_f.php](http://ess.nrcan.gc.ca/2002_2006/gnd/csrs_f.php)

2009, *Documentation algorithmique du programme GINS, Version 5th of July 2009*<sup>3</sup>) and the TRACK kinematic module of GAMIT (*Herring and Schubert (2009)*).

The processing strategy used was based on the double difference (DD) carrier phase technique or Precise Point Positioning (PPP) technique, depending on the capabilities of the selected software : CSRS-PPP offers only PPP processing, TRACK is based on a differential processing approach and GINS can process GPS data using both techniques. Because DD eliminates common receiver and satellite biases, the remaining DD phase ambiguity is an integer which can be recovered using one of the numerous algorithms already published. It is well known that fixing ambiguities to integers improves the solution (*Blewitt (1989)*, *Bertiger et al. (2010a)*). Cancellation of GPS errors reduces with longer (> 20-50 km) baselines, although precise time series have been reported over much longer baselines (*Anandakrishnan et al. (2003)*). The PPP approach is an interesting alternative processing approach as it does not require a base station (*Zumberge et al. (1997)*), taking advantage of pre-computed and precise satellite orbits and clocks. However, "classical" PPP algorithms are based on float (real) phase ambiguities solutions (*Bertiger et al. (2010b)*, *King et al. (2003)*).

Several authors have recently demonstrated the ability to deal with the satellite and receiver biases in order to recover the integer nature of the zero-difference ambiguities (*Ge et al. (2008)*, *Blewitt (2008)*, *Laurichesse et al. (2009)*, *Geng et al. (2010)*). As a consequence, "Integer-PPP" (here named IPPP) is now possible. This alternative technique has typically the same level of accuracy as DD and is not limited by baseline length considerations (*Perosanz, Personal Communication, King et al. (2003)*). IPPP capability has been implemented in the GINS software but a priori dedicated precise satellite orbit, clocks and biases are needed. These products are part of the official contribution of the CNES-CLS IGS Analysis Center and are freely available (under the acronym GRG) (*Loyer, personal communication*).

The PPP kinematic series were computed at a 30 second sampling using IGS (*Dow et al. (2009)*) and GRGS-IGS for the IPPP<sup>4</sup> precise orbits and (30 s) clock products. The "Ionospheric-free" linear combination of  $L_1$  and  $L_2$  GPS observations were used with a 10 degree satellite elevation cut-off applied. The GPT pressure model (*Boehm et al. (2007a)*) and GMF (*Boehm et al. (2006b)*) mapping function were used.

3. [www.igsac-cnes.cls.fr/documents/gins/GINS\\_Doc\\_Algo.html](http://www.igsac-cnes.cls.fr/documents/gins/GINS_Doc_Algo.html)

4. [www.igsac-cnes.cls.fr](http://www.igsac-cnes.cls.fr)

Antenna eccentricities as well as phase center variations derived from ANTEX IGS 2005 conventions were used. In the case of the CSRS and GINS software, the following data weighting was applied for a range and phase observation respectively : CSRS (2m ; 1.5cm), TRACK(3m ; 1mm), GINS (35cm ; 3.5mm) with data weighting proportional to  $\cos(\text{elevation}^2)$  for both range and phase. Finally, we corrected for the solid Earth tide and ocean tide loading terms (using the FES 2004 with IERS conventions) in our GPS time series.

The results of the GPS processing were determined in Cartesian geocentric coordinates in the ITRF05. We projected our solutions into a local topocentric coordinate system : along flow (x direction), across flow (y direction) and the local up direction (vertical) (Figure 4.3).

The second part of the data processing focused on the local topocentric components of the signal. The Mertz Glacier ice tongue is floating on the ocean, so the two main signals were the horizontal (x, y) glacier flow (approximately 3 m/d) and the vertical (z) tidal signal ([Legresy et al. \(2004\)](#)). The horizontal displacement associated with the ice flow monotonically increases through time and is easily de-trended. To remove the tides, we used a tidal harmonic analysis program ([Lyard et al. \(2006b\)](#)), but some unresolved tidal components will remain in the signal. The time series are not sufficiently long enough to remove more than the major diurnal and semi-diurnal components (only the 8 major tidal constituents). We compared the results from the PPP processing using CSRS and GINS-IPPP processing at both rock and ice sites. Identical kinematic analyses were done for all ice and rock sites.

The root-mean-square (RMS) value is used as an indication of the GPS noise level and remaining geophysical signals. (Table 4.2) gives the RMS values for the Mertz sites GPS 4, GPS 5 and Penguin Point using the different processing strategies and software. The results are given in local topocentric coordinates (x,y,z) calculated over 6 stable days with 30 seconds sampling. For the ice sites GPS 4 and GPS 5, the coordinates are given on a tide free signal. The RMS values of the z components are substantially greater than the x and y components. This is mainly due to the ice sites recording more geophysical signal as a consequence of their movement. Different multipath characteristics at the rock and ice sites would exist but likely only contribute a few mm of RMS. We chose to calculate the RMS over 6 days to get an estimation of the values for a ‘stable’ period, avoiding ionosphere spikes.

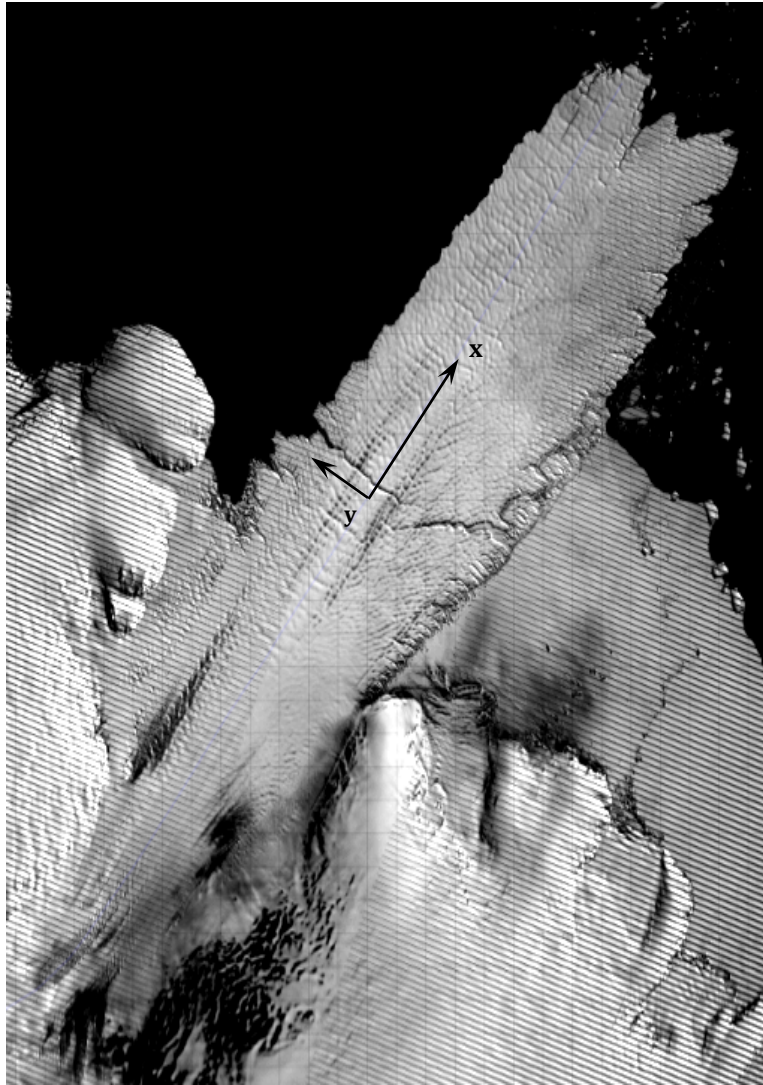


FIGURE 4.3 – *Coordinate axes (along, across, height) on a Landsat image of the Mertz Glacier ( from the 12<sup>th</sup> of December 2006. ©Landsat imagery courtesy of NASA Goddard Space Flight Center and U.S. Geological Survey.*

The results of the GPS processing strategies highlighted some clear findings. The highest RMS value is on the vertical component, largely a consequence of the geometry of the satellite constellation, unresolved tidal signals as well as other geophysical signals that will be investigated in the following sections.

Now comparing the GPS software (Table 4.2), we noticed that the CSRS-PPP process allows a reduction of the noise level down to about 7 cm for a static station and 11 cm for

Value in meters	Penguin Point	GPS 4	GPS 5
<b>CSRS-PPP</b>	<b>x</b> 0.025	0.058	0.064
	<b>y</b> 0.026	0.040	0.046
	<b>z</b> 0.071	0.114	0.113
<b>GINS-IPPP</b>	<b>x</b> 0.025	0.038	0.044
	<b>y</b> 0.026	0.012	0.018
	<b>z</b> 0.071	0.057	0.055
<b>GINS-PPP float</b>	<b>x</b> 0.010	0.039	0.063
	<b>y</b> 0.026	0.014	0.027
	<b>z</b> 0.071	0.057	0.087

TABLE 4.2 – Root mean square (RMS) value (meters) using different GPS processing techniques at rock and ice stations, processed in PPP with CSRS and GINS. The results are given in a local topocentric coordinates ( $x, y, z$ ) calculated over 6 days with 30 seconds sampling. For the Mertz sites GPS 4 and GPS 5, the coordinates are given for a tide-free signal and on a detrended position.

a kinematic one. In comparison, the GINS-PPP software reduces these values to 2.5 cm for the rock sites and 5.5 cm for the ice sites. The results from GINS-PPP using the float solution (PPP-float) and the ambiguities fixed to integer values (IPPP), are quite comparable in terms of noise level. However ambiguity fixing will have preferentially a larger impact on the spectrum of the time series signal than on its RMS value. Using the IPPP processing strategy drastically reduces the level of spurious signal seen, which frequently appears in high-frequency float PPP GPS time series (Perosanz, *personal communication*, [King et al. \(2003\)](#)).

In Table 4.3 we compare the RMS values from the difference of the PPP solutions between GPS 4 and GPS 5 with ambiguities fixed to integers (called here the GINS –  $\partial$ PPP and the results from the DD processing using TRACK. We did not use Penguin Point as a base station considering its location far from the kinematic stations (47 km away). The DD solution was processed with the shortest possible base line (3km) using GPS 4 as the base station. This comparison allows us to evaluate the noise level of the GINS-PPP process. For a DD solution between GPS 5 and GPS 4, we removed the geophysical signals and errors common to both stations. The remaining signal corresponds to the noise level and the non-common geophysical signals.



	GPS 5-GPS 4
<b>GINS - <math>\partial</math>PPP</b>	<b>x</b> 0.0011 <b>y</b> 0.014 <b>z</b> 0.019
<b>TRACK-DD</b>	<b>x</b> 0.014 <b>y</b> 0.018 <b>z</b> 0.056

TABLE 4.3 – Root mean square (RMS) value (meters) using different GPS processing techniques at ice stations. The results are given on a local topocentric coordinates ( $x, y, z$ ) and over 6000 points (2 days with 30 seconds sampling). For the GINS- $\partial$ PPP solution, the values are given for a tide-free detrended signal.

Table 4.3 shows RMS values for the horizontal components are similar between TRACK-DD and GINS –  $\partial$ PPP. For the vertical signal, the GINS-IPPP signal is up to 4 cm better than TRACK-DD processing. The PPP process allows the RMS of the time series to be comparable (and even better in this case) than a standard but non-optimized TRACK-DD processing solution.

Figure 4.4 shows the time series for GPS 4, processed using GINS-IPPP, after removing a tidal signal. A centimeter scale signal remains at period of few days. A part of this signal is explained by the effect of meteorological forcing on the ocean sea surface. To investigate this effect, we used TUGO (Toulouse Unstructured Grid Ocean model), a barotropic non-linear model with time integration, derived from *Lynch and Gray 1979* to model the oceanic barometric pressure and wind stress (*Le Bars et al. (2010a)*). The Figure 4.4 indicates a good correlation of 0.89 between the height recorded by the GPS 4 station (tidefree signal) and the modeled sea surface height in response to the atmospheric forcing (ECMWF fields). Most of the vertical signal at the temporal scale of few days can be explained by atmospheric forcing.

Table 4.4 summarizes the RMS for the GPS 5 vertical time series removing different types of signals. The main component is the tide which is responsible for over 80% of the RMS value. Removing the tides, we reach the RMS value similar to the GPS static stations on land. The response to the atmospheric forcing calculated from TUGO is responsible for about 1 cm of the RMS.

There still remains in the time series a part of the components ( $< 3$  hr period) unmodeled by TUGO under 3 hour periods as a consequence of the 3 hours ECMWF sampling.

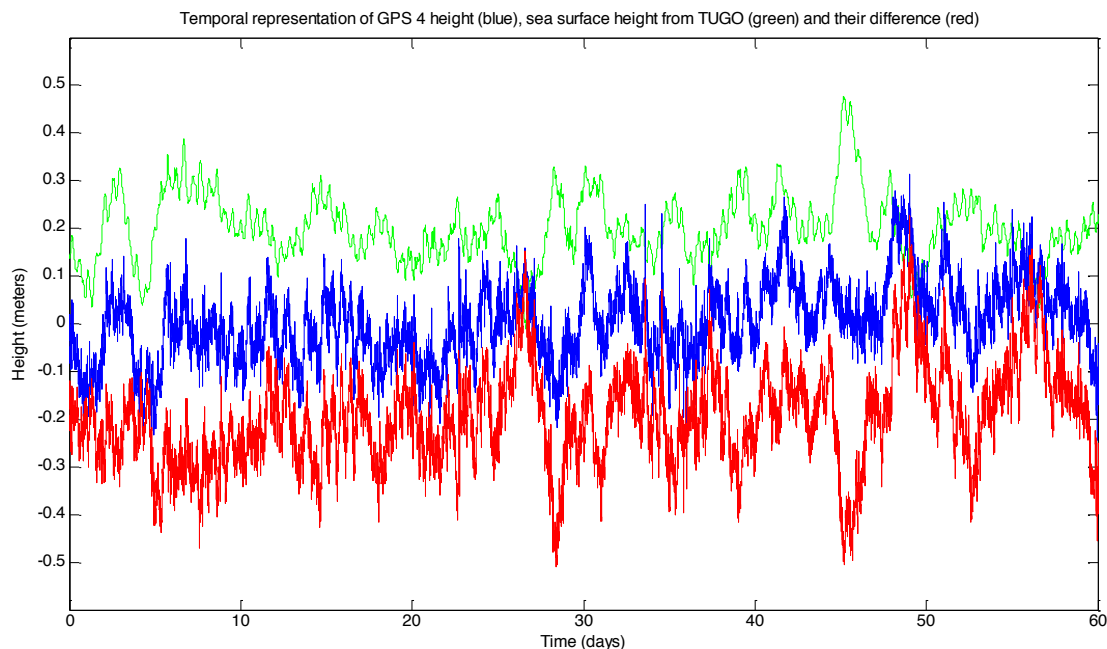


FIGURE 4.4 – Comparison of GPS 4 tidefree height (in blue, processed with GINS-IPPP), ocean height from TUGO model (in red) and their difference (in green).

	RMS GPS 5 height signal
<b>Full signal</b>	0.457
<b>Tidefree signal</b>	0.057
<b>Atmospheric forcing removed</b>	0.050
<b>Filtered &gt; 20 hours (low pass)</b>	0.042
<b>Filtered &lt; 30 minutes (high pass)</b>	0.012
<b>5 minutes &lt; Filtered &lt; 30 minutes (bandpass)</b>	0.008

TABLE 4.4 – Characterization of the GPS 4 height signal (processed with GINS-PPP with ambiguities fixed to integer values) over 6 days : Root mean square values.

Finally, bandpass filtering between 5- to 30- minutes, we get an RMS value of about one centimeter, which is the maximum accuracy obtained for these data. In the next section, we will investigate this bandpass filtered signal in more details.



## 1.5 Recording the vibrations

The GPS stations on either side of the main rift recorded the GPS data position of the glacier ice-tongue each 30 seconds. This relatively high frequency sampling and the accuracy of the GPS processing gives us access to ice-tongue signals at Nyquist periods of about one minute. Filtering the 60-day time series from the two GPS beacons with a bandpass filter (between 5- to 30- minutes in this example, see Figure 4.5). We notice the presence of vibrations of the ice tongue detected by both GPS receivers.

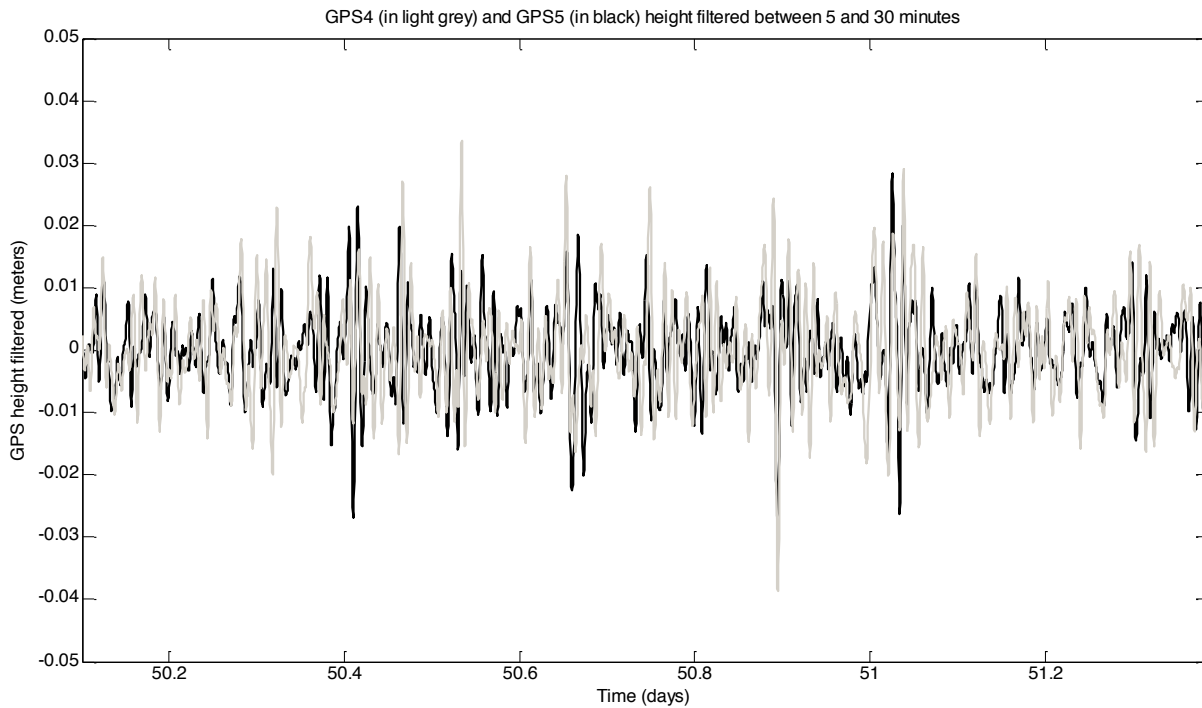


FIGURE 4.5 – *Filtered signal of GPS 4 height (in light grey) and GPS 5 height (in black) between 5- to 30- minutes.*

Both signals have much the same average amplitude (from 1- to 4- cm) and the same phase signal, but comparing them to each other we notice a phase shift that changes with non-consistent periodic behavior. These oscillating signals do not appear to be stationary in time and so we decided to use a wavelet transform technique, that requires having a continuous periodic signal. This wavelet spectral technique has the advantage over traditional Fourier transforms of representing functions that have discontinuities and sharp peaks, and for accurately deconstructing finite, non-periodic time series. In our example (cf. Figure 4.6) we use a Morlet wavelet which gives us access to a better time-frequency representation compared to the other wavelet selections (*Grinsted et al. (2004)*).

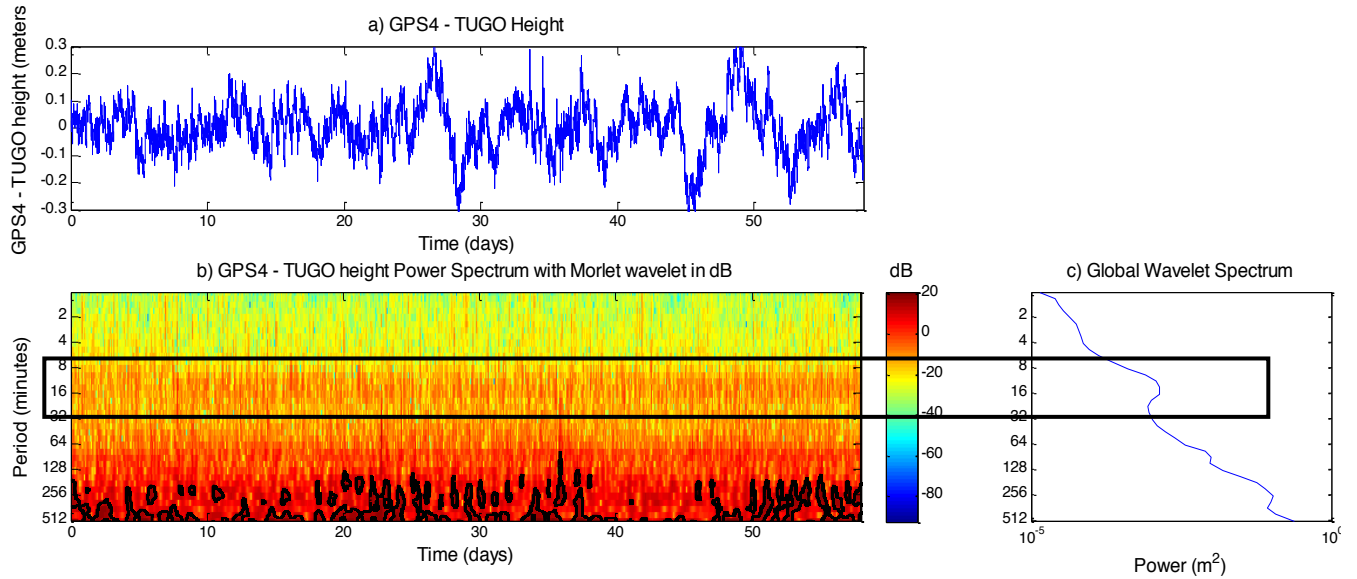


FIGURE 4.6 – Wavelet transform of GPS 4-TUGO height signal over 60 days : a- Time series of GPS 4-TUGO b- Wavelet transform of GPS 4-TUGO and c- Power Spectrum of GPS 4-TUGO

With the wavelet representation of the Figure 4.6, we notice a first energetic signal between 5- to 30- minutes, a second one between 60- to 120- minutes and a last one from 240- to 390- minutes. The first one between 5- to 30- minutes is the most remarkable one, but with a non periodic behaviour. Its energy is evolving in time, with values going from 0- to 20- dB. Concerning the two other signals, both have quite the same structure with a modulation in time of their energy. This behaviour suggests that this phenomenon is influenced by a non periodic external forcing. These signals are recorded on the three components of the GPS position, although only the height component is shown here.

In the first instance, we can imagine that the signals around 240 minutes could be due to effects of tides not modeled by the harmonic analysis. After analysis of the tide signal in the region, we understood that this kind of tidal period shows millimeter amplitude, which is one order of magnitude smaller than the wavelet signal. Another possibility is from high frequency tides originating from glaciological origins (*King et al. (2011)*).

Such kinds of periodic signal have already been observed in the past. *Williams and Robinson (1981)* described the penetration of the ocean swell into the Southern part of

the Ross Sea where the ice cover is 300- to 600- m thick. As part of the Ross Ice Shelf Project (RISP) (*Clough and Hansen (1979)*), waves were observed during measurements of the ocean tide beneath the floating Ross Ice Shelf (*Williams and Robinson (1980)*). Tide recording gravimeters were used to monitor the elevation change at the surface of the ice shelf in response to the tide in the sub-adjacent water layer. The signals recorded were of two types : in addition to the tidal gravity changes, the gravimeters recorded a continuous motion containing periods shorter than 20 minutes. On the Ward Hunt Ice Shelf, three common oscillating strains were measured with strainmeter measurements (*Jeffries (1985)*) : a first one was a 35- to 40- seconds period. The second, a much longer time period of about 20 minutes and a third one recorded a 5.5- to 6- minute period in Disraeli Fiord. Thiel in 1996 report observations of waves having periods shorter than 1 min. The waves recorded were flexural waves in a floating ice sheet, which are essentially fundamental mode Rayleigh waves on a solid which overlies a liquid (Robinson, 1979).

In an attempt to explain our observations in Figure 4.6 we calculated the fundamental vibration periods of the glacier ice tongue, considering flexural waves propagating on the ice tongue, modeled as an elastic beam to look at the flexural waves going across a beam.

## 1.6 Origin of the glacier vibration

*a- Fundamental vibration of the glacier ice-tongue in case of an Euler Bernoulli beam.*

*The equation and the boundary conditions.*

A causal link between natural oscillations of the ice tongues and iceberg calving has been suggested through the investigation of the Erebus Glacier tongue, McMurdo Sound, Antarctica from *Holdsworth (1969)*, *Goodman and Holdsworth (1978)*, *Holdsworth and Glynn (1981)*, *Vinogradov and Holdsworth (1985)* and *Gui and Squire (1989)*. The forcing mechanism from the ocean waves, passage of storms and atmospheric forcing provides energy at the natural modal frequencies of the ice tongue and induces its oscillations. In order to calculate the fundamental vibrations of the glacier, we use an elastic beam model which is a simplification of the linear theory of elasticity for continuum solids (Euler-Bernoulli) to model the behaviour of the ice in flexure. The elastic approximation would be totally invalid if we were considering deformation of an ice tongue which was sufficiently slow to allow the ice to creep. A summary of simplifications and assumptions is as follows (*Vinogradov and Holdsworth (1985)*, *Gudmundson (2007)*) :

- The glacier is treated as a uniform floating beam.
- The motion of the beam is considered in two dimensions only, namely in the vertical plane or the transverse one. This simplification can be justified only if geometrically similar deformations are taking place across the width or in the vertical.
- The beam material is assumed to behave elastically for all modes of deformation considered here. Viscous effects in the ice are neglected. Glen's flow law (1950) is reserved for long-term viscous effects that underlie the static behavior of the ice shelf or floating body. The choice of an elastic relation is determined by the fact that ocean waves represent a high frequency forcing.
- The material properties are assumed to be constant throughout the beam. (We will consider further the case where the ice tongue is considered in two parts separated by the rift).
- Effects of rotational inertia are neglected (taken into account in the Rayleigh model).

Although the profile of the ice tongue shows a thickness roughly from 300- to 1200- m the aspect ratio still corresponds to a thin ice beam. In the Rayleigh model, the natural modes of free vibrations were calculated for simplified ice tongue geometry and for three different types of boundary conditions (Figure 4.7).

$$EI\left(\frac{\partial^4 u}{\partial x^4}\right) + m\left(\frac{\partial^2 u}{\partial t^2}\right) = p(x, t) \quad (4.1)$$

where  $u$  is the transverse displacement of the beam,  $EI$  is the stiffness per unit width,  $E$  the Elastic modulus,  $I$  the inertia  $bh^3/12$ ,  $m$  is the beam mass per unit length and  $p(x,t)$ , where  $t$  is time, is the transverse loading on the beam due to water (where  $t$  is time). In this case we are not considering the tidal forcing (free vibrations) so  $p(x,t)=0$ .

$$u(x, t) = U(x) * G(t) \quad (4.2)$$

With :  $U(x)$  is the amplitude of the vibration and  $G(t) = G_1 \sin(\omega t)G_2 \cos(\omega t)$ . We replace  $u(x,t)$  in the Equation 4.1. The equation of the beam movement becomes :

$$EIG(t)\frac{\partial^4 U}{\partial x^4} + \rho U(x)\frac{\partial^2 G}{\partial t^2} = 0 \quad (4.3)$$

The solution of the equation is :

$$U_n(x) = A \sin h((\beta_n L)\frac{x}{L}) + B \cos h((\beta_n L)\frac{x}{L}) + C \sin((\beta_n L)x/L) + D \cos((\beta_n L)\frac{x}{L}) \quad (4.4)$$

With,  $\beta_n = \sqrt[4]{\frac{\rho\omega_n^2}{EI}}$  the wave number (rad/m) and  $\rho$  the ice density. There are infinite numbers of values which allow  $\beta_n$  being a solution of the system of equations. Each value corresponds to a vibration mode, but most of the movement can be described by the first mode. [Robinson and Haskell \(1992\)](#) showed that the principal strain lies along the length of the tongue and the minor principal strain was found to be approximately -1/3 of the major principal strain which depends on configuration.

The natural frequencies are obtained from the wave number. This requires conditions to be imposed on the amplitude in the beam model (amplitude Equation 4.6), depending on the configuration. The most usual boundary conditions are on the extremities of the beam. We consider three boundary conditions : clamped-free (Figure 4.7, a-b cases), simple support free-end beam (Figure 4.7, c case), and fully floating beam (Figure 4.7, d case), the tongue being assumed to float freely on the sea-water foundation on the front.

### b- Natural frequencies

In the righthand column of Table 4.5,  $\beta_n$  represents the wave number for the  $n^{\text{th}}$  main mode of vibration of the beam and is multiplied by  $L$  (length of the beam) to give us the non-dimensioned wave number.

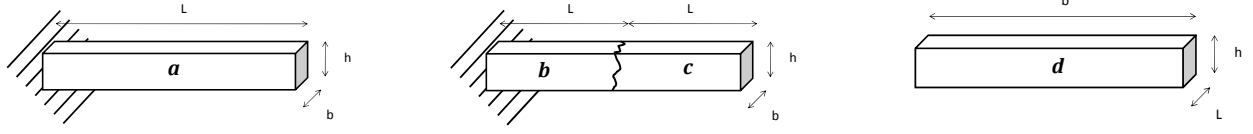
We finally get :

$$U_n(x) = A \sinh((\beta_n L) \frac{x}{L}) + B \cosh((\beta_n L) \frac{x}{L}) + C \sin((\beta_n L) \frac{x}{L}) + D \cos((\beta_n L) \frac{x}{L}) \quad (4.5)$$

Table 4.5 summarizes the solutions of the model for the three main modes of vibrations for the different boundary conditions (Figure 4.7, cases a-b-c-d)

Boundary conditions	A	B	C	D	$\gamma$	$\beta_1 L, \beta_2 L, \beta_3 L$
<b>Clamped-free (a-b)</b>	1	1	1	$-\gamma$	$\frac{\sin \beta L + \sinh \beta L}{\cos \beta L + \cosh \beta L}$	1.875, 4.694, 7.855
<b>Simple support-free (c)</b>	$\gamma$	0	1	0	$\frac{\sin \beta L}{\sinh \beta L}$	0.000, 3.927, 7.069
<b>Fully floating (d)</b>	1	$\gamma$	1	$\gamma$	$\frac{\sin \beta L - \sinh \beta L}{\cos \beta L - \cosh \beta L}$	0.000, 4.730, 7.853

TABLE 4.5 – Non-dimensioned modal wave number  $\beta_n L$  satisfying modal boundary conditions for the first, second and third modes.



**a)** For a clamped beam and vibrations propagating on the along flow:

$$U(x_0) = 0$$

$$\left. \frac{dU}{dx} \right| = 0, x = x_0$$

**b)** Then we consider the ice tongue like two beam separated by the rift in the middle. We get two beams, the first one clamped and the second one on the front of the glacier and simply supported. For a clamped beam on the first part:

$$U(x_0) = 0$$

$$\left. \frac{dU}{dx} \right| = 0, x = x_0$$

And

**c)** For a simple supported-free end beam on the second part:

$$U(x_0) = 0$$

$$\left. \frac{d^2U}{dx^2} \right| = 0, x = x_0$$

**d)** The last case focus on vibration propagating on the across flow of the ice tongue. The beam is considered like a free-free end beam:

$$\left. \frac{d^2U}{dx^2} \right| = 0, x = x_0$$

$$\left. \frac{d^3U}{dx^3} \right| = 0, x = x_0$$

FIGURE 4.7 – a- Clamped-free beam, b- clamped free end beam, c- simple support-free end beam, d- free-free end beam representations

For each mode, the natural pulsation (and hence frequency) is given by :

$$\omega_n = (\beta_n L)^2 \sqrt{\frac{EI}{\rho L^4}} \quad (4.6)$$

$$E = 9.33 \text{ GPa}, P = 900 \text{ kg.m}^{-3}, I = \frac{(BH^3)}{12}, S = B \times H \quad (4.7)$$

Were L the length (150 km-75 km or 30 km), b the width (30 km-150 km), H the height, where is the beam thickness (300- to 400- m). In the Table 4.6, we use the dimension of the ice tongue to calculate the solutions of the Equation 4.7, using the boundary conditions from the Figure 4.7 a-b-c-d cases. We apply the different boundary conditions.

The choice of elastic modulus deserves a discussion. Many studies using elastic de-

Length (L-km)	Width (b-km)	Height (h-m)	Clamped free end (a-b)	Simple support free end (c)	Fully Floating (d)
<b>150</b>	<b>30</b>	<b>400</b>	1.8e10 <sup>3</sup> 287, 103		
<b>75</b>	<b>30</b>	<b>400</b>	450, 71, 25.7	Inf, 70.8, 25.7	
<b>30</b>	<b>150</b>	<b>400</b>			Inf, 11.33, 4.11

TABLE 4.6 – *Periods of the Mertz’s ice tongue vibrations (minutes) for several cases and for a constant height of 400 meters.*

formation of ice relate to tidal bending. Whereas laboratory experiments show Young’s modulus values in the range of 8 to 10 GPa (i.e. [Lliboutry \(1964\)](#), [Schulson and Duval \(2009\)](#)), [Holdsworth \(1977\)](#) used a value of 2.7 GPa and many studies since the 1990s found 0.88 GPa as fitting tidal deformation observations better (e.g. [Vaughan \(1995\)](#)). It can be argued that in the case of tidal deformation observations that this deformation can be elastic, plastic or viscoelastic as suggested by [Reeh et al. \(2003\)](#). [Lingle et al. \(1981\)](#) discuss the possibility that an equivalent thickness of the ice slab should be used given the state of fracturation, [Rabus and Lang \(2002\)](#) show that any model fitting needs to be done in 2D to include the grounding line curvature effects. [Legresy et al. \(2004\)](#), estimated the value of E for the Mertz Glacier by fitting the tidal deformation in straight grounding line areas. They found a value of 0.88 GPa., compatible with the previous studies done by [Vaughan \(1995\)](#). Another limitation of fitting tidal bending at the grounding line is that the shape of the ice tongue is far from being a straight beam ([Rabus and Lang \(2002\)](#)). Propagation of elastic waves in the open water section of Mertz Glacier ice tongue occurs in an almost flat rectangular section (as compared to the grounding zone). The present study opens a possibility to test the Young Modulus. Hence in the following, we use E=9.33 GPa ([Schulson and Duval \(2009\)](#)) as the best fitting value.

The resulting values of the ice tongue vibration modes are shown in Figure 4.8 and seem to be organized into three different periods. The first one, considering vibration going across the beam (L=30 km) starts with the lowest values with a main mode around 10- minutes.

The second one ( $L=75$  km) starts from 70- minutes, and the last one ( $L=150$  km) has values from 287- minutes. We are not looking at precise values of ice tongue width, but more about a representative set of values that could give us an idea of the frequencies expected. Moreover, we mainly focus on the second vibration mode, since the first mode is infinite or out of the representation of the wavelet transform and that the following modes will be less and less significant and with longer periods, where we would need to consider non-elastic behaviours.

The frequencies are influenced by the dimensions taken into account in the calculations and the value of the Young Modulus used.

In Table 4.6, it may be noted that the level of stress at the clamp remains higher than the simple support of fully floating cases. In reality, the land-ice tongue junction may not act exactly as a clamp, but like a combination of a hinge and a clamp. As a result, the periods must be much lower at the flotation line. Furthermore, the effect of boundary conditions will tend to decrease from the flotation line to the free end and hence decrease the values of the periods and stresses.

Because the dimensions of the beam are not exact and can vary along its length in the real situation, we calculated further (Figure 4.8 a-b) the frequencies of vibrations of the beam but with a larger range of values. We focused in Figure 4.8 on vibrations going across the beam. We considered length evolving from 20- to 40- km and height from 300- to 450- m. The period of fundamental vibration in this case goes from few minutes to one hour for the second and third modes.



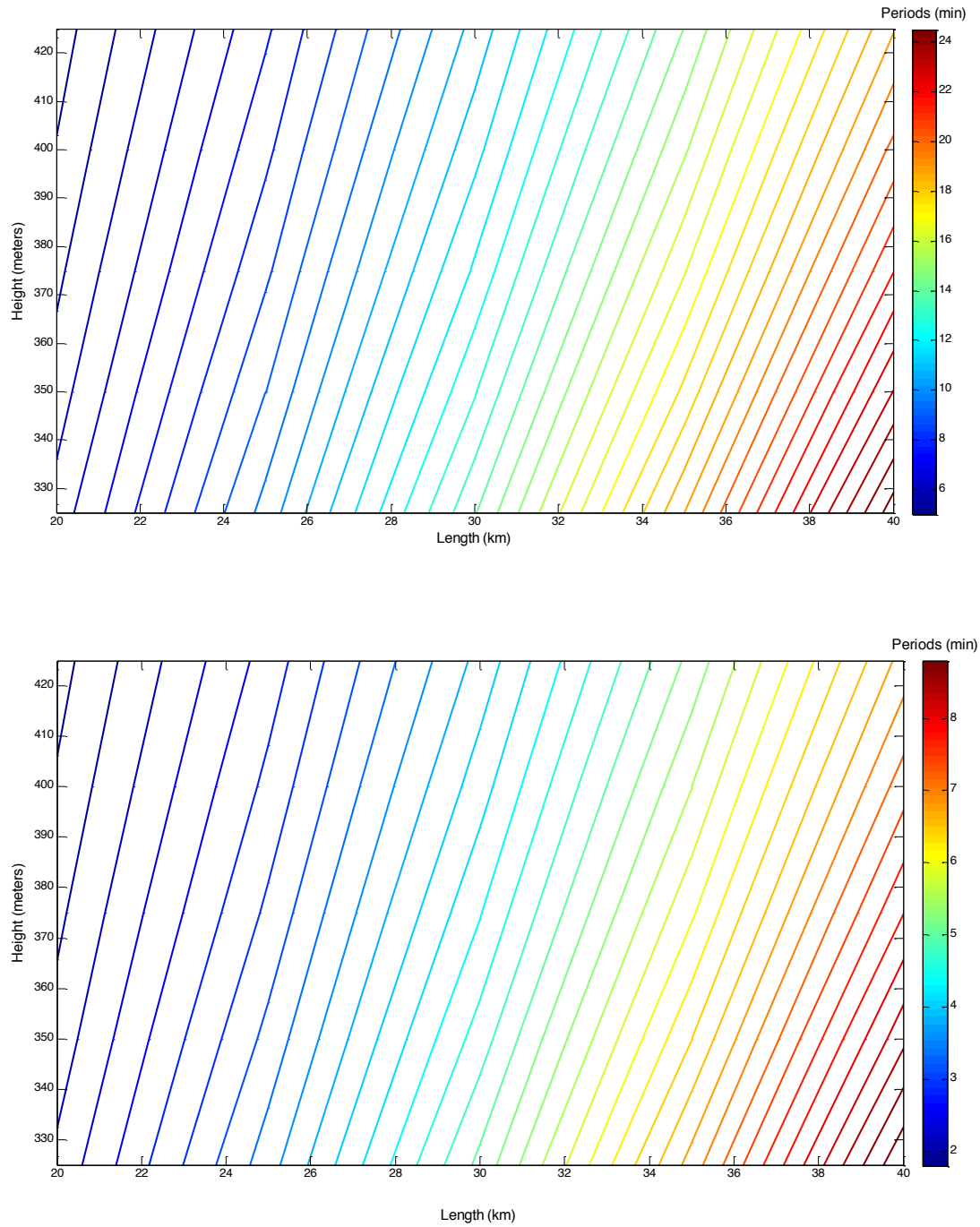


FIGURE 4.8 – Variation of the fundamental vibrations of the ice tongue (in minutes) with the length and the thickness for the second (a) and third (b) modes, considering transverse vibrations and a fully floating ice-tongue.

Considering the possible dimensions of the beam (from 20- to 40- km length and 325- to 425- km thick) we get vibration periods for the ice-tongue of about 10- minutes for the second mode, matching with the first energetic peak seen in the wavelet analysis. The first one energetic signal recorded from 5- to 30- minutes corresponds to the across flow propagation of the vibrations, the second one for vibrations on each part of the broken ice tongue (separated by the rift) and the last one on the whole glacier.

Finally, we focus on the influence of Young's modulus to the variation of periods, and we get for example a value of about 0.6 min/GPa for the second mode of the transverse case. However, varying the E coefficient value in larger amounts leads to other vibration modes. Being more conclusive on "determining" the best E coefficient with short term vibration modes would need more observations, including arrays of GPS, measurements of ocean forcing, and eventually seismometer to measure ice thickness, etc..., in order to not only detect the vibrations as done here but to also see their propagation along the ice tongue.

These vibration mode values change with the height and the length of the beam but also with the value of Young's Modulus. The component impacting the most on this result is the length of the beam. This length of the ice tongue will increase in time with the spreading flow of the glacier ; and hence the mode of oscillation will change.

## 1.7 Origin of the forcing

One of the main candidates which could explain this kind of forcing process is the ocean swell whose effect on sea ice can be easily seen. However the effect of ocean swell on the ice tongue has to take into account any sea-ice damping of the sea-swell energy. Satellite observations show no sea-ice cover a few kilometers around the Mertz Glacier ice tongue during our two months observation period. The period of swell induced in this region is usually around 10 seconds. Such a short period is not recorded by our GPS, so we would need to set higher sampling rates to get information about their impact on the ice tongue.

*Bromirski et al. (2010)* worked on one effect of infragravity (IG) waves on Antarctic ice shelves. They showed that long-period oceanic infragravity waves are generated by non-linear wave interaction induced shoreward moving storms. The effect of these longer waves induces a much higher amplitude shelf response than ocean swell. IG waves could be

a good candidate to produce and/or expand the pre-existing crevasses by a fatigue failure mechanism. The periods measured in that case are from 50- to 250- second periods, which could partly match with our GPS observations. Of course considering our 30 seconds GPS sampling rate, we are not able to resolve under 1 minute signals.

## 1.8 Discussion-General comments

In the previous section, we focused mainly on signals from a few minutes to 25 minutes. However energetic signals may exist at periods less than one minute or greater than 10 hours but the effect of this long period signals are not considered in our study. Moreover we were not able to observe the higher-frequency signals due to the 30 second sampling period of our GPS records.

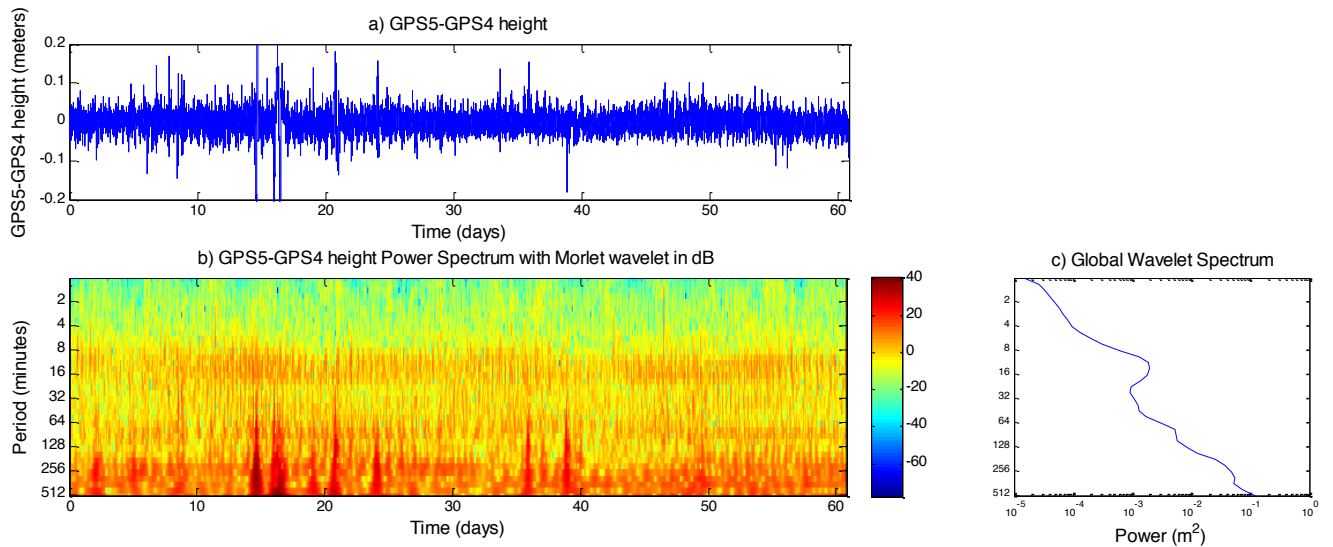


FIGURE 4.9 – Wavelet transform of GPS 5-GPS 4 height signal over 60 days : a- Time series of GPS 5-GPS 4 b- Wavelet transform of GPS 5-GPS 4 c- Power Spectrum of GPS 5-GPS 4

Both GPS 4 and GPS 5 stations are recording vibrations of the ice tongue, with the same energetic signals. To compare these signals, Figure 4.9 shows the differential signal between both sites, separated by the main rift. Firstly, we notice that our three energetic signals remain in the difference plot and have similar amplitudes. These remaining signals could be explained by both a differential amplitude between the GPS 5 and the GPS 4 sites and/or a shift in phase between them. The two GPS stations have approximately

the same amplitude but there is a phase shift between them. The phase shift causes a different response on the two parts of the ice tongue. The evolution of the phase shift between both GPS sites suggests a mechanism constant in time and having the same phase difference values. This kind of movement could be associated with a torsional motion due to an oscillating force. Another possible explanation of this movement is due to the different width and thickness of the two parts of the ice tongue in the area. With different width/thickness values, the fundamental vibration frequencies will not be exactly the same, and this will make the two sides of the rift “beat” with non exact periods and hence a differential movement. In our simple model, the width-thickness values are calculated for a constant shelf length, but in reality the thickness profile significantly changes over time. Another factor, which could produce the same result, is associated with the increase in the length of the glacier because of its flow. This would cause a change in the oscillation given the same forcing from waves.

Fracture by fatigue failure occurs if a wave of sufficient amplitude acted for a long enough period of time. We showed that the rift opening is sensitive to wave frequencies, and as a result, a low fatigue failure can be induced in any beam depending on the incoming wave spectrum. The rift is not assumed to be a consequence of this torsional movement investigated below, but this movement will increase the rift opening. The rift opening is known to be about 12 cm a day, with a tide modulation of  $\pm 5$  cm per day ([Lescarmontier et al. \(2012c\)](#)). Ocean tidal currents have an influence on the rift opening : westward currents tend to increase the rift opening ([Lescarmontier et al. \(2012c\)](#)). In addition, stresses producing fatigue failure may introduce a propagation of this rift. Finally, we also have to consider the effect of refreezing happening in the cracks giving the rift the opportunity to recover after the previous history of cyclic loading. It would be interesting to investigate the time taken by the rift to open under a constant wave spectrum, in comparison with the refreezing process, to understand if this process could be sufficient to open the rift by itself.

To be able to fully understand this rifting process, we would require more in-situ GPS field data, especially for the across-flow direction of the glacier movement. We could then get a two dimensional picture of the flexural mechanism and see at least the direction of propagation of the vibrations and wave forcing. It is clear that further observations are justified to better characterize the amplitude, temporal variability, and potential source areas of IG waves, in conjunction with glaciological modeling of ice-shelf wave interaction.

## 1.9 Conclusion

During the CRAC-ICE missions of November 2007 and November 2009, we collected a range of data from ice tongue and rock GPS stations in Antarctica. The data from ice stations located on the Mertz Glacier were analyzed using high-performance GPS software, GINS. Using a GINS-IPPP processing technique and wavelet analysis, we were able to clearly see centimeter scale signals usually hidden by the noise level of the GPS data. Our comparisons with a simple elastic beam model suggest that the GPS signals match with some of the vibration modes of the ice tongue. The first vibration mode between around 10- minutes corresponds to flexural wave propagation across the ice tongue. The two last modes, over 70- minutes and 250- minutes, likely correspond to waves propagating along the ice tongue. The vibrations propagating across the flow of the ice tongue are more evident due to the differential movement between the two parts of the ice tongue separated by the rift. This elastic model seems to be sufficient to explain the behaviour of the ice tongue as an elastic beam. However the introduction of plastic behaviour may be useful as the next approach. A range of periodic forcing mechanisms may contribute to the calving and disintegration of an ice tongue. The lower period forcing terms are more likely to act on the across-flow vibrations in contrast to the longer period terms (tides) which would be more active on the along flow vibrations.

## Acknowledgments

This study is part of the CRAC-ICE project, supported by the CNES (Centre National d'Etudes Spatiales), ANR (Agence Nationale de la Recherche) DACOTA grant, the IPEV (Institut Polaire Paul-Emile Victor), CNRS/INSU (Centre National de la Recherche Scientifique/Institut National des Sciences de l'Univers) and the University of Tasmania. The authors thank the GINS development team and in particular Sylvain Loyer and Flavien Mercier for their help in using the software. We are grateful to Pascal Lacroix who participated in the early development of the project and to the deployment of the GPS stations which data are used in this study. We thank Tom Herring for the TRACK processing.

## 2. Eléments de synthèse

- Le logiciel GINS permet de traiter des données en PPP et de fixer les ambiguïtés en valeur entière. La précision des résultats pour une station cinématique est de l'ordre

de 2 cm et équivalente à celle en traitement DD.

- Grâce à la précision obtenue sur nos positions, nous sommes capables d'enregistrer des oscillations de l'ordre de quelques centimètres d'amplitude. Par une analyse en ondelettes, nous pouvons visualiser ces signaux dont les périodes s'échelonnent de **5- à 30- minutes, 60- à 120- minutes et 240- à 390- minutes.**
- Afin de déterminer l'origine de ces signaux, nous avons utilisé un modèle considérant la langue de glace comme une poutre élastique. Nous avons considéré trois types de configuration, la première telle que les vibrations se propagent en travers de la langue de glace, la seconde dans le sens longitudinal et la dernière dans la même direction mais sur une longueur déterminée par l'ouverture du rift. Ces trois configurations correspondent aux valeurs enregistrées par nos signaux GPS.
- La configuration en travers de la langue de glace génère des vibrations de l'ordre de 5- à 30- minutes de période. Dans ce cas, la vibration du glacier entraîne la formation de battements entre les deux parties de la langue de glace séparées par la crevasse, potentielle source de développement de la crevasse.
- Les sources de forçage océanique, dans les périodes de vibration de la langue de glace sont la houle et les ondes d'Infra-Gravité.

# 5 - PROCESSUS GRANDE ÉCHELLE : DE LA FRACTURATION AU VÊLAGE

*Le déplacement majestueux de l'iceberg est dû au fait qu'un neuvième seulement se laisse voir à la surface de l'eau.*

**Ernest Hemingway**

## Sommaire

---

<b>1</b>	<b>Rifting processes observed on the Mertz Glacier . . . . .</b>	<b>136</b>
1.1	Abstract . . . . .	136
1.2	Introduction . . . . .	137
1.3	Study area and data sets . . . . .	138
1.4	Evolution of the rifting process on the Mertz Glacier ice tongue	141
1.5	Impact of rifting processes on the along flow velocity . . . . .	150
1.6	Discussion-Conclusion . . . . .	155
1.7	Acknowledgments . . . . .	157
<b>2</b>	<b>Suivi en images de la fracturation du glacier Mertz . . . . .</b>	<b>157</b>
<b>3</b>	<b>Vêlage du glacier Mertz . . . . .</b>	<b>160</b>
3.1	En images... . . . .	160
3.2	High resolution barotropic modeling and the calving of Mertz Glacier (C. Mayet, L. Testut, B. Legrésy, L. Lescarmonier, F. Lyard. <i>Journal of Geophysical Research</i> . 2012, In review in Jour- nal of Geophysical Research) . . . . .	164
3.3	Discussion autour du vêlage . . . . .	185
3.4	Conséquences du vêlage du glacier Mertz et devenir de l'iceberg C28 . . . . .	186
<b>4</b>	<b>Éléments de synthèse . . . . .</b>	<b>188</b>

---





Les interactions Océan-Glace sont principalement de deux types : thermodynamiques et mécaniques. *Funk and Röthlisberger* (1989) démontrèrent que les glaciers émissaires ou *tidewater glaciers* ont des vitesses de vâlage d'un ordre d'amplitude plus forts que les *freshwater glaciers*. Cet indice nous montre que l'aspect mécanique de ces interactions est très important et peut être même majoritaire dans ces processus.



FIGURE 5.1 – Vue d'hélicoptère de l'ouverture de la crevasse du glacier Mertz côté ouest.

L'article ci-dessous résume les processus de fracturation déduits des enregistrements obtenus à partir des GPS 4 et 5 installés sur le glacier Mertz. Contrairement à l'article précédent, les processus investigués sont de grande échelle. Il est difficile de distinguer de manière claire la limite entre processus de petite échelle et processus de grande échelle. Ici nous avons pris le parti de considérer que les processus de grande échelle ont des périodes supérieures à quelques heures contrairement aux processus petite échelle cités précédemment (quelques minutes-heures).

L'acteur principal des processus de fracturation sont les courants de marée (*Holdsworth* (1969)) de part leur amplitude et leur répétitivité (et donc leur énergie). Dans la partie suivante, nous regarderons l'impact des courants de marée à la fois sur l'ouverture du rift et la flexion de la langue de glace. La vitesse d'écoulement du glacier semble enregistrer des variations périodiques corrélées à la marée. Pour tester l'effet de la hauteur de marée sur cette vitesse, nous utiliserons le modèle développé par *Gudmundson* (2007) basé sur une réaction non linéaire de l'écoulement face à l'amplitude de marée. Nous recouperons ensuite nos observations avec le modèle de Gudmundson, l'appliquerons à notre cas et discuterons de l'influence de l'ouverture de la crevasse.

Ces résultats sont donc présentés sous la forme d'un article en anglais. Une partie en Français suivra de manière à reprendre ces résultats et d'approfondir certains points.

## 1. Rifting processes observed on the Mertz glacier (Lescarmontier L., B. Legrésy, N. Young, R. Coleman, L. Testut, C. Mayet, P. Lacroix. *Journal of Geophysical Research*. 2011, In review)

### 1.1 Abstract

At the time of its calving in February 2010, the Mertz Glacier in East Antarctica was characterized by a linear shape extending as an ice tongue floating on the ocean. This 110 km long and 35 km wide ice tongue was dissociated by a main rift, developing in the across ice flow direction and which was at the origin of a 80 by 35 km iceberg calving. Using a 2 months time series of GPS records, satellite imagery and interferometry, we investigated the movement of the ice tongue and the rifting processes. The main rift of the ice tongue started its development in 1990 on the eastern side of the ice tongue. A second, smaller rift on the western side and induced by the impact of an iceberg, opened in 2002. We hence identified two main sequences in the development of the ice tongue depending on the type of rifting scheme, namely : 1) no rift and/or the initiated eastern rift, investigated by [Legresy et al. \(2004\)](#) and 2) two rifts on the eastern and western sides of the ice tongue.

Comparing the GPS data from [Legresy et al. \(2004\)](#) and our 2007 GPS time series, we found that the initiation of the second rifting scheme reduced the horizontal bending moment on the glacier tongue and the effect of tidal currents on the along flow velocity. In this rifting scheme, the Sea Surface Height seems to be the main driver of the modulation of the along flow velocity. Furthermore, the across-flow currents (perpendicular to the ice tongue) are mainly acting on the opening of the total rift but not anymore on the glacier flow. Finally, these results highlight the imbrication of rifting processes and flow velocity and underline the importance of sea level rise on the ice discharge in this actual context of Sea Level rise.

## 1.2 Introduction

This study takes place in the George V Land coast, region of East Antarctica (cf. Figure 5.24). This region has three main glacier outflows : the Mertz and Ninnis Glaciers and the Cook Ice Shelf. These three glacier systems are characterized by ice tongues extending into the open ocean which then calve large icebergs. Icebergs produced locally or further East in the Ross Sea typically ground on the shallow waters of the continental margin (around 300 m deep). The bathymetry in the area is characterized by the presence of a deep valley running parallel to the coast, the George V basin where the water depth reaches some 1000-1400 m. South of this trench icebergs often ground near the coast. North of this trench and on each side of the Mertz Glacier Tongue (MGT) are situated the Mertz Bank (MB) to the West and the Ninnis Bank (NB) to the East and the Mertz Trough (MT) in between the MGT and the Ninnis Bank. West of the Mertz Bank is the Adélie Sill (AS) which is a saddle in the bathymetry that links the Mertz-Ninnis Trench to the open ocean. The area is known for attracting numerous big icebergs to the point where it has been called the "Parking Lot" (*Talandier et al. (2006)*) and hence highly influence the becoming of ice tongues.

The Mertz Glacier ice tongue calved an iceberg of about 80 km long by 35 km wide during the 12th of February 2010. The B09B iceberg motion driven by ocean currents (*Mayet et al. (2012)*) induced the calving situation. However, even if this collision has been the final instigator in the calving, the MGT was already weakening. Two rifts were developing at some distance from the grounding zone where one might expect the bending moment and stresses to be largest.

To understand more about this rifting process and its consequences on the evolution of the glacier, we used GPS in-situ measurements acquired during the CRAC-ICE (Collaborative Research Project into Antarctic Calving and ICEberg Evolution) field program, developed during International Polar Year (IPY<sup>1</sup>) and a range of satellite images (Landsat, Interferometry, high resolution imagery, SAR and high resolution SPOT images). The goal of this project is to understand the mechanisms of ice shelf rift initiation and propagation, ice deformation and ocean-ice interaction. An additional objective of the CRAC-ICE project was the monitoring of the evolution of the icebergs as they drift away from their calving site. In the context of the IPY and through the CRAC-ICE program, GPS stations were deployed on the Mertz Glacier during November 2007. Two months of

---

1. <http://ipy.articportal.org/>

data were collected from 2 GPS stations, GPS 4 and 5 (cf. Figure 5.4) located on each side of the main (western) rift of the glacier ice tongue.

A main mechanical driver of the ice tongue rifting process is the tidal currents (*Holdsworth* (1985)) inducing fatigue failure of ice tongue extending in the Ocean. *Legresy et al.* (2004) demonstrated the effect of the direction of tidal currents on the along flow velocity induced by the bending moment of the ice tongue. The rift induced will hence initiate the calving of icebergs. To understand more about the influence of external factors on the rifting processes leading to calving, we investigated and interpreted the GPS time series from 2007 on the Mertz Glacier. In addition, we used a range of satellite images and a regional barotropic tide model TUGO-Mertz (reducing the impact of current on the ice tongue).

*Legresy et al.* (2004) showed a large impact of tidal currents on the along flow velocity, induced by the bending moment of the ice tongue. Using our 60 days GPS time series from late 2007 we compared the impact of rifting processes with the previous study. In complement, we used a basal shear stress based model (*Gudmundson* (2007)), in order to analyze the ocean-ice interaction in different rifting configurations.

### 1.3 Study area and data sets

#### *a- Study area*

The Mertz Glacier is located in the King George V land (cf. Figure 5.24) in East Antarctica, approximately 200 km away from the French station Dumont d'Urville. The Mertz Glacier has a prominent ice tongue about 150 km long (of which 100 km was protruding out of the fjord), 35 km in width and from 300 to 1200 m in ice thickness.

We have monitored the MGT for more than a decade and observed that the main rift on the eastern side of the ice tongue was opening in the early 1990s. Then, a rift developed on the western side, playing an important role in the latest February 2010 calving event. The iceberg that was released subsequently following this event was about 80 by 35 km and drifted away westwards before breaking into two pieces on the 1<sup>st</sup> of April 2010.

Before this recent period, very little information existed about previous calving events. *Frezzotti et al.* (1998), deduced from the observation of the evolution of the ice tongue length that at least one major calving event occurred between 1912 and 1956. Another calving event between 1956 and the present time is required to explain the size of the

ice tongue and its development based on what we have observed in the available satellite images and the approximate 1km/y advance of the ice front.

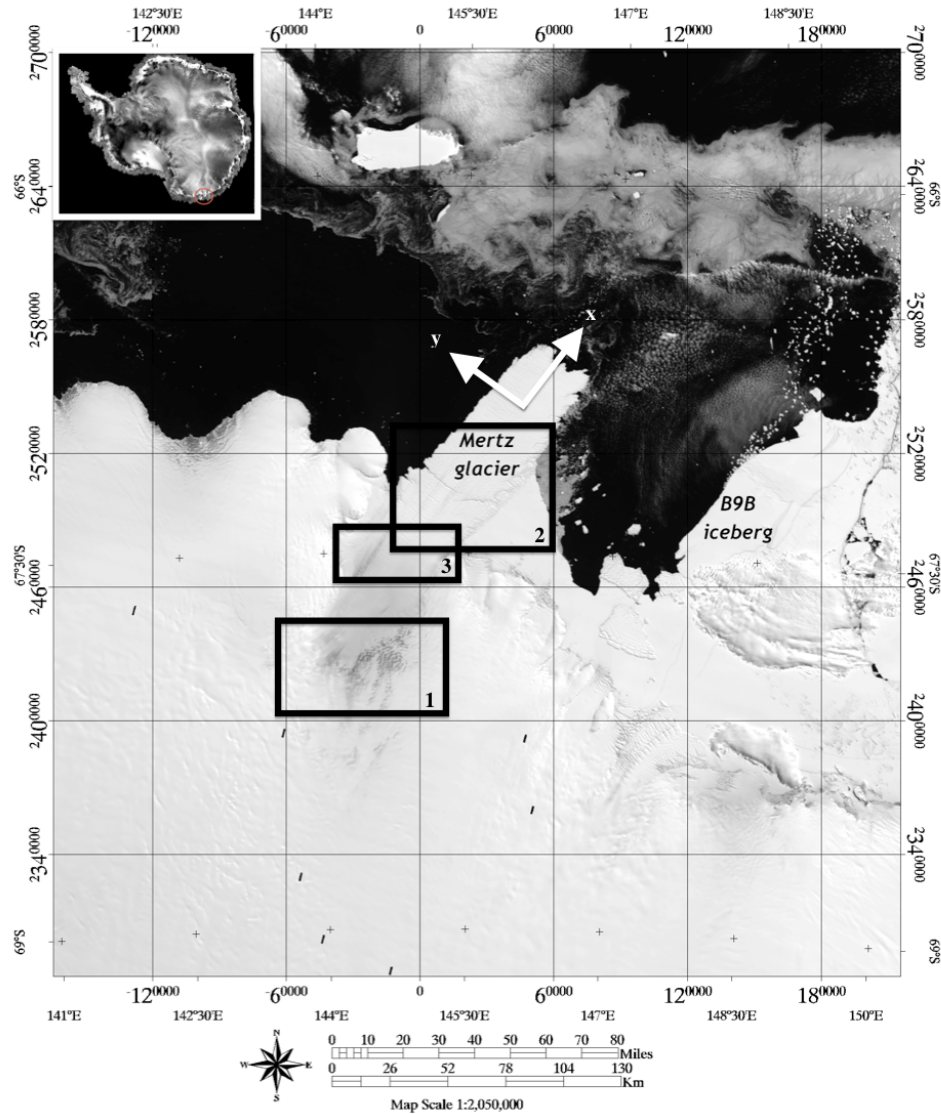


FIGURE 5.2 – MODIS image from 2006 of the Mertz Glacier area, projected in UTM with a 50 km grid spacing. Box 1, 2 and 3 correspond to areas in the following figures. ©NASA

*Legresy et al. (2004)* investigated the effect of tides on the along flow velocity of the Mertz Glacier using InSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar) and GPS measurements at daily scale for 4 days in 2000. Considering the four days time series with a one day gap (*Korth, 2001*) they worked on understanding the daily effect of variations of glacier flow.

The GPS record used was located at the tip of the glacier tongue. These records showed a flow velocity evolving in time depending on the direction of the tidal currents with a variation of flow from 1.9 to 6.8 m.d<sup>-1</sup>. When the ice tongue was pushed eastward by the current, the boundary of the fjord (or Hinging Zone in Figure 4), the ice tongue flow was reduced by lateral drag on this solid side. When the tidal current was pushing the tongue westward, the accumulated stress was released, allowing the tongue to flow very rapidly.

Considering our recent 60 day GPS time series and a collection of satellite images, we investigate the evolution of the rifting since 2000 and its consequence on the mean flow velocity of the glacier. In the general context of Antarctica mass balance evaluation, the understanding of rifting and calving processes is a main topic.

### *b- Data processing*

The data collected from the GPS receivers (Topcon GB1000 with PGA1 antennas) set on each side of the main rift of the Mertz ice tongue (GPS 4 : 145.17°E -67.13° and GPS 5 : 145.20°E -67.12°, cf. Figure 5.4) have been processed using the new GINS-PPP software, developed by CNES-GRGS (*Marty et al. (2012)*). This software allows the use of a PPP (Precise Point Positioning) processing strategy and solves for ambiguities as integer values (GINS-IPPP, PPP processing with resolution of ambiguities at integer values, *Blewitt (2008)*). Such GPS data processing is usually achieved using a DD (Double Difference) processing strategy. The main difficulty with using a DD technique is the need to use relatively short baselines to remove the common error on both static and kinematic GPS stations (and then solve the ambiguities to integer values). Moreover, in our situation here using the difference between the two ice stations, it is still problematic since DD processing typically assumes that one receiver is "fixed" in position, which is not the case on the floating ice tongue.

Because at this time we did not have any available GPS data from nearby GPS rock site, we used a GINS-IPPP processing strategy, i.e., absolute rather than relative positioning. The GINS-IPPP software is the best way to process data without using a base station and it still achieves centimetric noise levels (*Lescarmontier et al. (2012b)*).

The GPS 4 and GPS 5 time series obtained with the GPS processing were determined in cartesian geocentric coordinates in the ITRF05 reference frame, taking into account the modeled solid earth and ocean tide loading displacements. We projected our solutions



into a local orthogonal topocentric coordinate system (x,y,z) : along flow (x direction) as the flow averaged over the whole observation period, across flow toward the left of the flow (y direction) and the local up direction (z vertical and orthogonal to x and y, see Figure 5.24). Hence, we extracted the time varying horizontal and vertical velocities of our two GPS rift stations with a 30 seconds sampling interval and a position calculated for each epoch.

We also used imagery from Landsat 7 at 15 m pixel resolution in panchromatic mode, SPOT 5 at 5 m pixel resolution in panchromatic mode, and ERS 1 and ERS 2 SAR images for both interferometric phase interpretation of the deformation and SAR amplitude images as a complement to the visible images. ERS SAR images were processed with a 20 m pixel size. The images were georeferenced and projected onto the UTM 55S system with the WGS84 ellipsoid parameters, using the ENVI software<sup>2</sup>.

## 1.4 Evolution of the rifting process on the Mertz Glacier ice tongue

### *a- Observations via satellite images*

The MGT is generated by the confluence of two ice streams (we will refer to the West and South ice streams). We deduced their dimension using radar interferometry (from Legresy *et al.* (2004)) picking the shear limit as well as flowlines from a combination of repeated ENVISAT ASAR images (red line in Figure 5.3). The South ice stream is about 10-15 km wide, and the western one is about 13-14 km wide. Both ice streams are evolving in a different direction (cf. Figure 5.3). The southern one seems to be dragged by the western one once they go passed the grounding line, which then affects the direction of the surface structures (cf. Figure 5.4).

Furthermore, we notice an induced rifting area caused by the possible development of bottom crevasses passing in the fjord, as a consequence of the flow of the ice tongue over bathymetric anomalies. Once the South ice stream passes the grounding line, the weaknesses start opening by the contact with the eastern boundary of the fjord.

On the Figure 5.5 from a 1996 ERS-SAR interferogram, we can observe an anomaly induced by a hinging point between the ice tongue and the coastline, as observed by Legresy *et al.* (2004). They demonstrated that flexure of the ice tongue is induced by the

---

2. <http://www.ittvis.com/language/en-us/productsservices/envi.aspx>

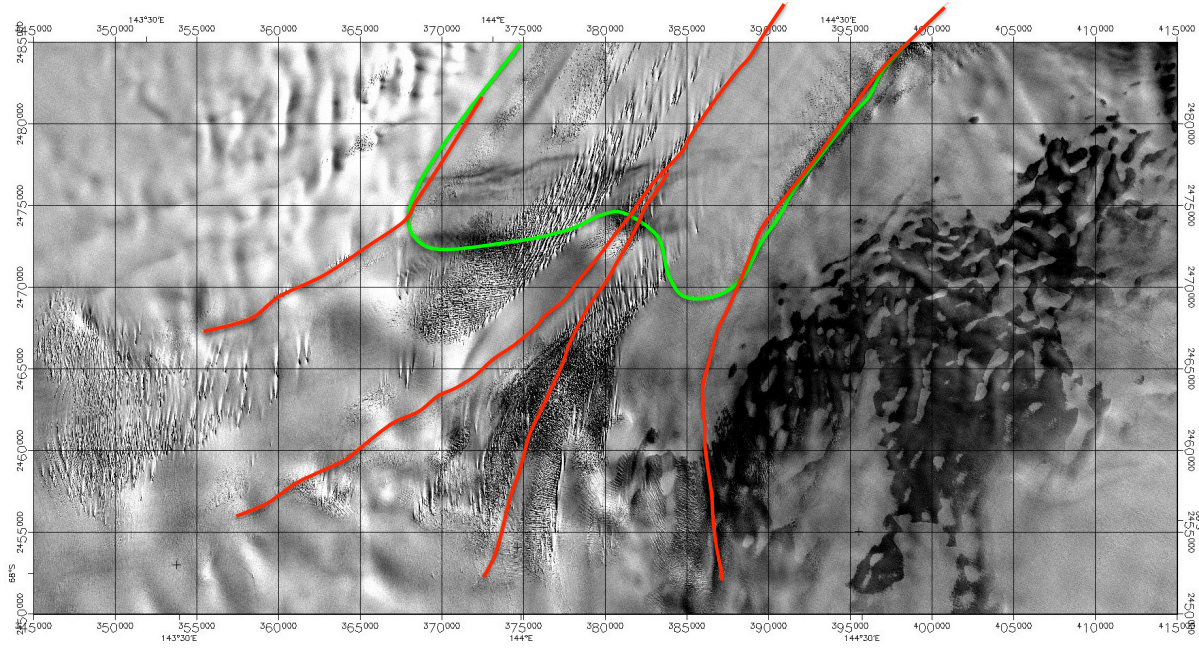


FIGURE 5.3 – Box 1 from Figure 5.24. SPOT 5 image of the grounding zone from the 5<sup>th</sup> of February 2008 with the location of the grounding line (in green, calculated from Interferometric images, cf. Legresy *et al.* (2004)) and flowlines (in red). The projection is in UTM with a 5 km grid spacing. The grounding line in green following the InSAR analysis of Poetzsch *et al.* (2000). ©CNES 2008 / Distribution Spot Image.

rock located on the eastern side of the ice tongue and the ice tongue itself (H region).

Legresy *et al.* (2004) used these double difference interferograms to illustrate the bending of the ice tongue and in particular the part extending into the open Ocean. Here (Figure 5.5), we reproduce a zoom on the amplitude image (a) and on double difference interferograms (b and c) in the Hinging Zone (H). Moreover, we observe (A, B and C) crevasses features on the amplitude image (Figure 5.5 a) which correspond to the maximum bending stress. Considering the fact that one fringe represents 14 mm displacement in the satellite direction, these crevasses typically 10 km long, open and close by a few centimeters under a bending effort. As the ice tongue advances 1km/y in this area, the transverse crevasses will be translated and new ones will initiate forming the typical features visible on the MGT. In Figure 5.5, other crevasses features are visible (D and E) on the eastern side of the ice tongue (coming from the South ice stream) and down stream of the Hinge zone. Finally, these D and E crevasses opening induce the propagation of stress allowing the crevasses to develop.



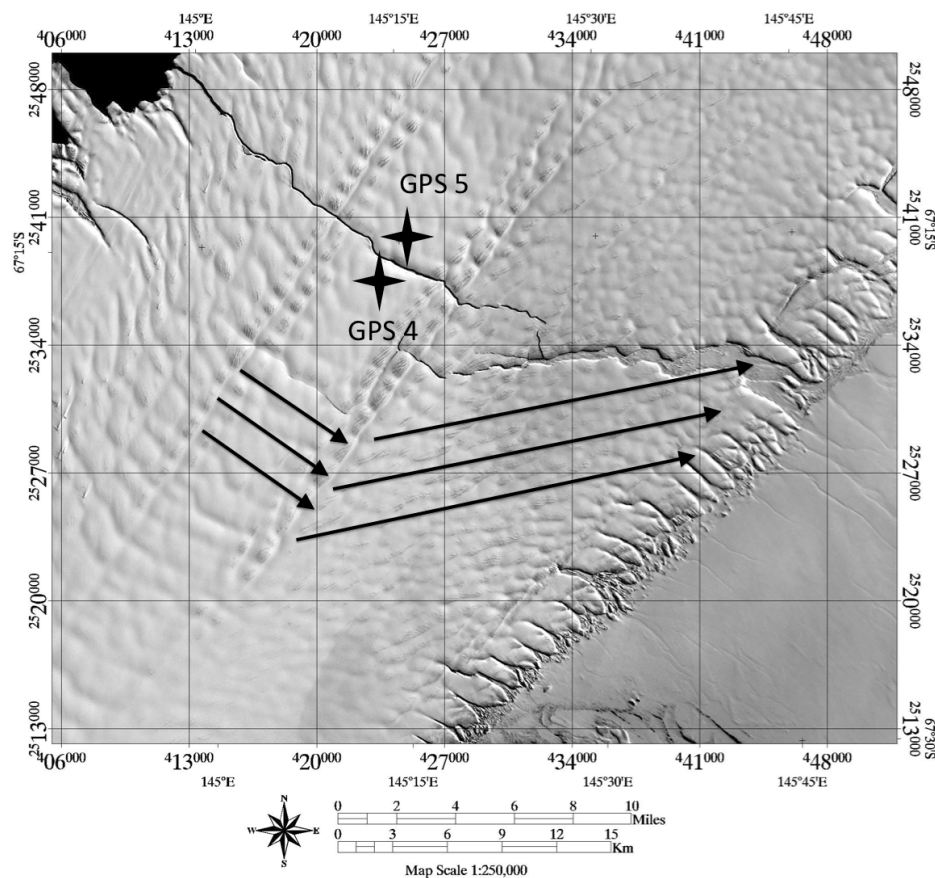
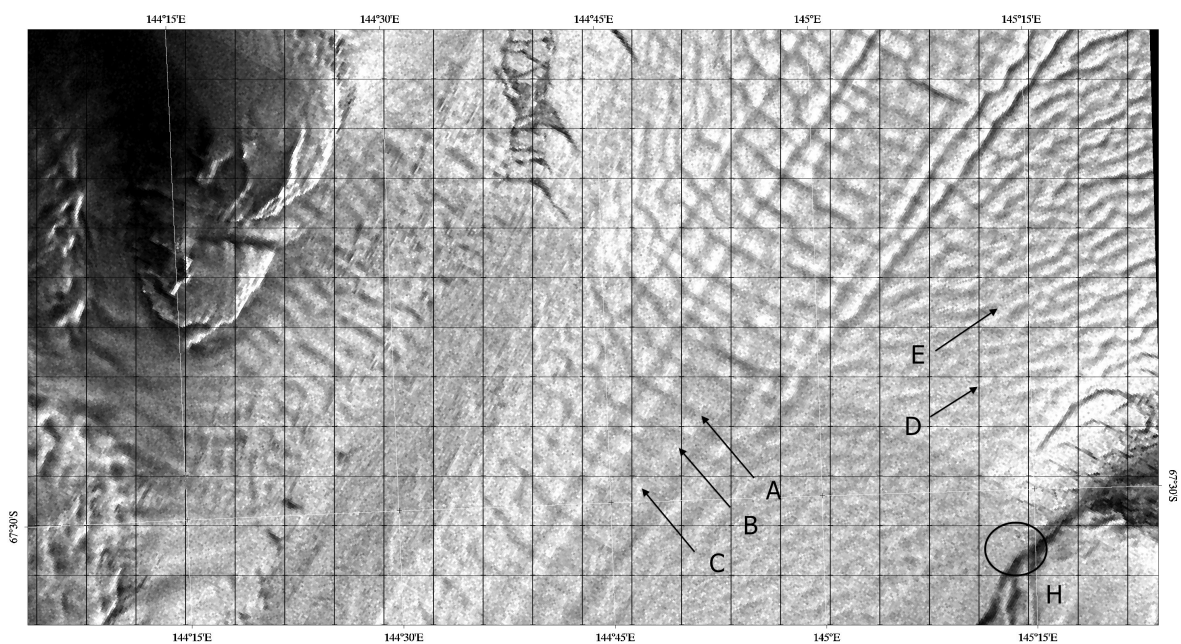


FIGURE 5.4 – Box 2 from Figure 5.24. Landsat image of the 2nd of February 2003 with 25 meters resolution. We observe on this image the two rifts of the Mertz located at the eastern and western side of the ice tongue and the position of GPS 4 and GPS 5 on each side of the main rift. The mean direction of the surface structures is shown with arrows. The projection is in UTM with a 5 km grid spacing. ©Landsat imagery courtesy of NASA Goddard Space Flight Center and U.S. Geological Survey.





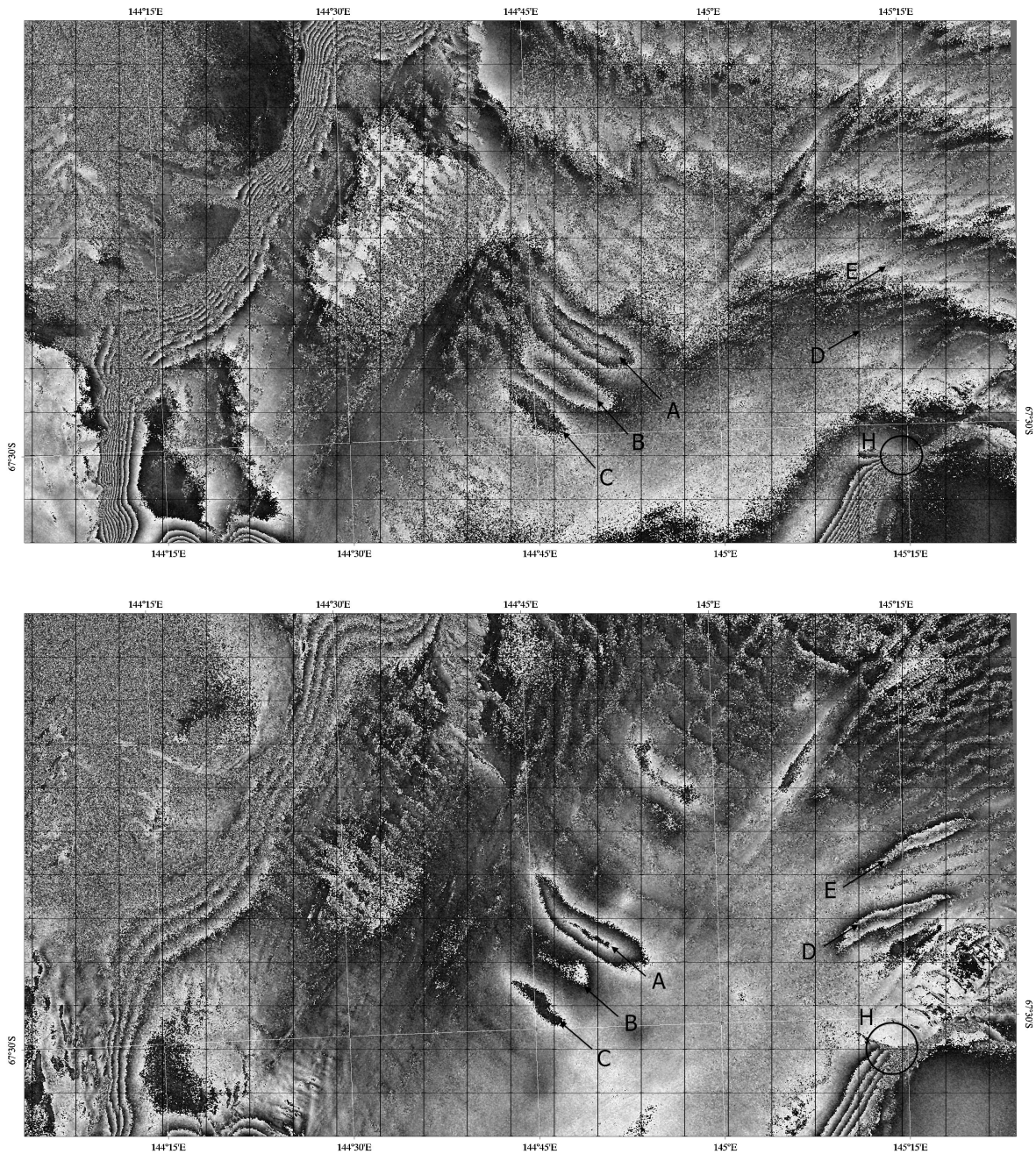


FIGURE 5.5 – Box 3 from Figure 5.24. Interferometric image from 1996 corresponding to the ERS SAR scenes of the stress zone on the MGT (a) Amplitude and (b)-(c) Phase. The projection is in UTM with a 2 km grid spacing. The images used to form these double difference interferograms were acquired in April-May, 1996 (see Legresy et al. (2004) for details on the processing). The circle surrounds the hinge point (H) at the East of the Glacier tongue. Arrows A, B and C point to some of the crevasses at the line of sight of the hinging point where the beam stress is maximum. Arrows D and E point to other forming crevasses on the eastern side of the ice tongue. The opening in this side of the ice tongue probably follows the stress released after the ice tongue gets free passing the fjord end. ©ESA.

On Figure 5.4 we observe a first rift on the eastern side of the MGT, which was already opened in 1996 (cf. Figure 5.5). Then a second rift started its development on the western side of the ice tongue in 2002. To follow the evolution of this rifting area, we calculated in the Figure 5.6 the area of both rifts, for the period 1996 to 2010. The area has been deduced from ERS (first epoch in 1996) and Landsat images, using ENVI Software. The results obtained using these measurements are highly influenced by the sun orientation and shadowing effects, the resolution of the images and the user. To improve our confidence in these results, we repeated the calculation a few times with two different operators. In addition, we evaluated the confidence in our measurements to be of order 2 pixels on each side of the rift along the rift length that is  $\pm 0.5\text{km}^2$  of area or  $\pm 30\text{m}$  of rift width, represented by the vertical bar.

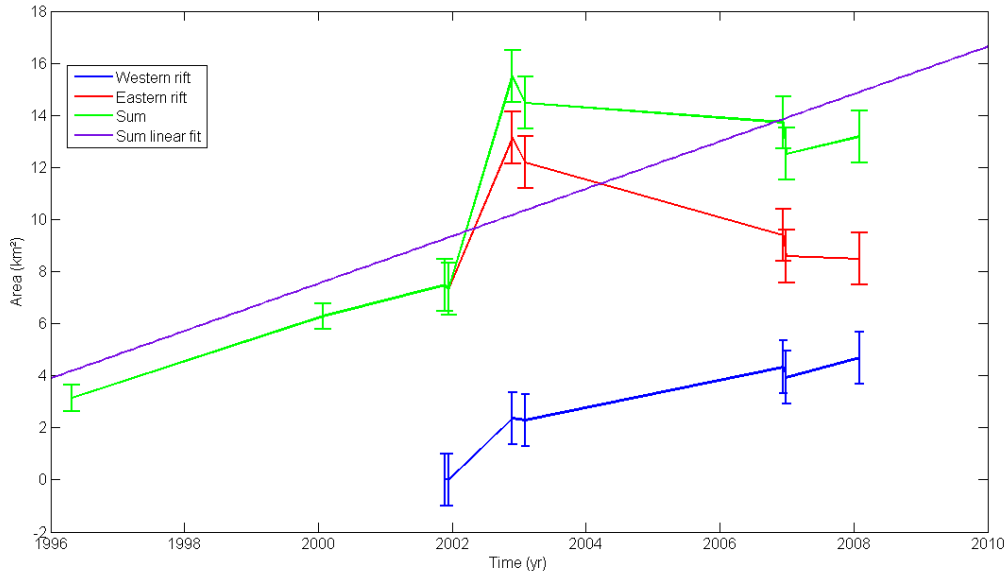


FIGURE 5.6 – Evolution of the rift surface area from 1996 to 2009 calculated from Landsat and SAR images. The red line corresponds to the area of the eastern rift, the blue line is the area of the western rift, the green line is the sum of both rift areas and a linear regression of the total area is plotted with the linear equation indicated.

The eastern rift (in red) development seems to be linear until 2002. At this time, a first rift event induced a high increase in the development of the western rift (in blue). In 2003 the eastern rift started closing while the western one was developing. Looking at their sum, we can calculate a mean rift width of about 350 m. The linear fit of the sum gives an opening rate of about  $0.91\text{km}^2/\text{y}$  in area or  $60\text{m}/\text{y}$  in width. Extrapolating the time origin gives a start date of the eastern rift opening of around 1990.



The 2002 event is linked to the impact of the C08 iceberg on the Mertz glacier (*Massom et al. In prep*) which initiated the propagation of the second rift. In summary, the total rifting area has been increasing since 1996.

### *b- Impact of tides on the rifting process*

The background development of crevasses on the ice tongue follows the glaciological strain. As the ice tongue spreads and thins, the crevasses form and extend in the weaker areas of the ice tongue, in between stronger blocks. We distinguish here the crevasses which form at the surface or at the bottom of the rift which we assume to cut all the way from top to bottom of the ice tongue, although the interior of rifts can be filled in by ice blocks, snow and refreezing forming the mélange.

The rifting processes seem to be linked to external forces as with other ice shelves (*Bassis et al. (2008)*). We have seen in the previous section that the impact of iceberg C08 is a good candidate to explain the initiation of rifts and certainly favors the opening of already existing ones. The effect of tidal currents on rifting processes has been mainly investigated by *Holdsworth (1985)*. The basic linear shape of the MGT, which might be considered as a clamped beam extending into the open ocean, is highly influenced by the tidal currents going eastward and westward.

On Figure 5.8 we draw the tidal currents calculated with the TUGO model and the across flow position anomaly measured by the GPS 4 (in black) and the GPS 5 (in red).

Positive across flow currents correspond to westward currents (cf. Figure 5.8). From the GPS observations, we can draw the conclusion that increasing tides with positive across flow currents corresponds to a westward movement while decreasing tides with negative across flow currents correspond to eastward currents. For eastward currents, a large positive across flow movement occurs while for westward currents, a negative across flow movement occurs.

The observed amplitude of the across flow movement of GPS 5 (in red) is higher than for GPS 4 (in black). This effect results from the position of the GPS 5 station, which is on the downstream part of the ice tongue and hence on the unconstrained part of the ice tongue. The maximum peak in the tidal current matches the maximum in position of the GPS. In contrast, the westward currents bring back the ice tongue to its previous position. The daily tidal modulation of the opening of the rift is about 5 centimetres,

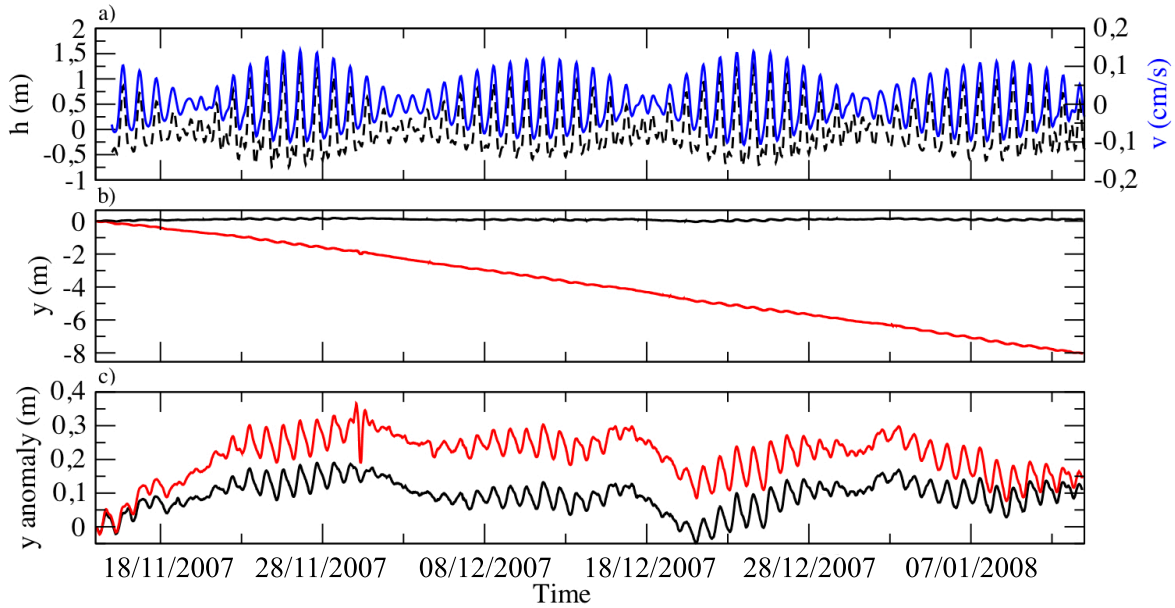


FIGURE 5.7 – Time series of (a) the TUGO modeled across flow current ( $v$  in blue axis in the right hand side) and the height anomaly (dotted black line), (b) across flow position anomaly ( $y$  in black for GPS 4 and red for GPS 5) and (c) across flow position anomaly with trend removed ( $y$  in black for GPS 4 and red for GPS 5).

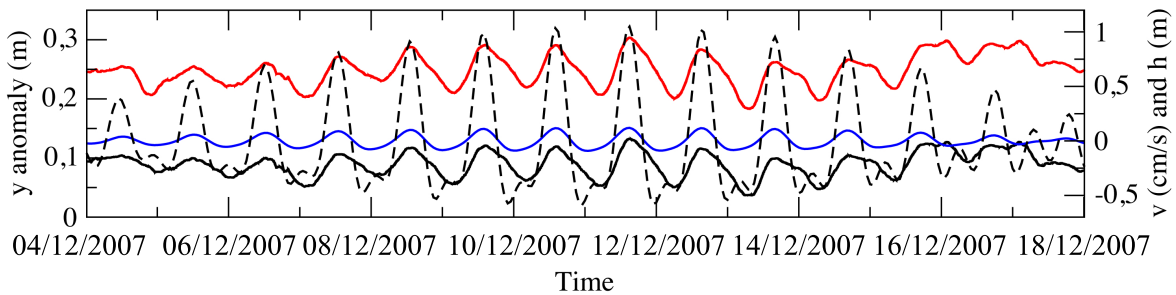


FIGURE 5.8 – This plot is an expansion of an extract of Figure 5.7 for the period 4-18 December 2007. Across flow anomaly position from GPS 4 (in black) and GPS 5 (in red) and across flow tidal current (in blue) calculated from TUGO and represented over 5 days. The dashed line represents the Sea Surface Height anomaly. The across flow currents are positive when going westward and negative when going eastward.

which is almost half of the total amplitude movement. Considering these observations, we deduce that currents are also a major factor driving the rifting processes in the case of the Mertz Glacier ice Tongue.

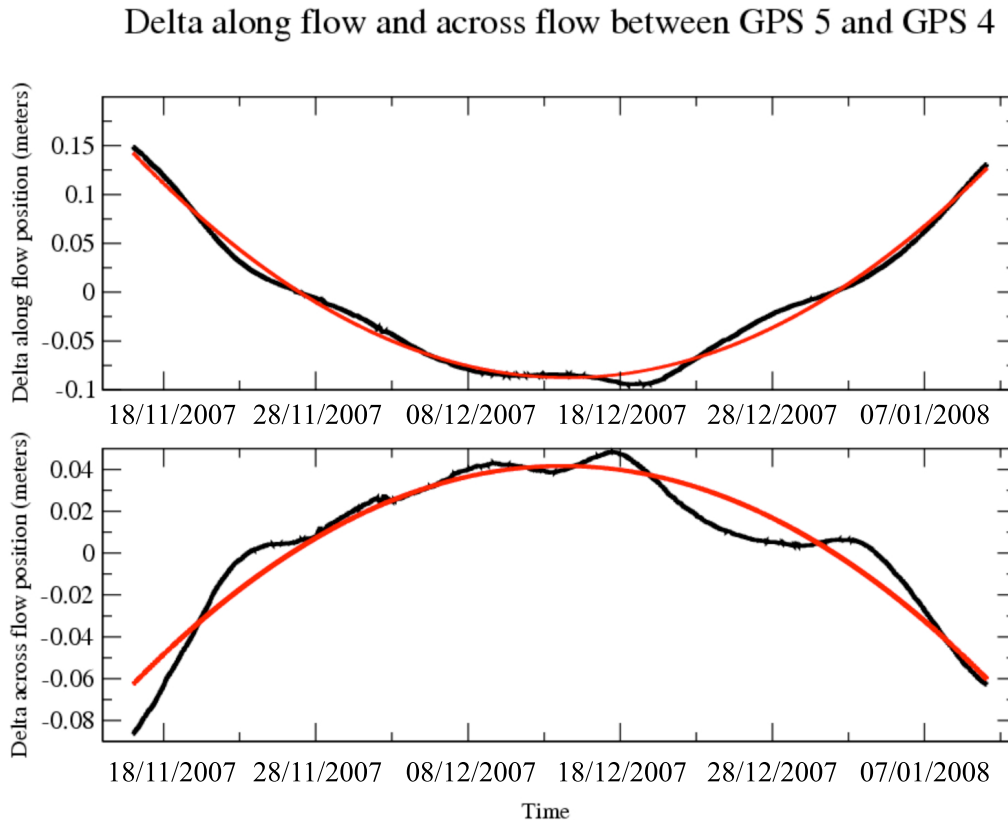


FIGURE 5.9 – *Delta along flow and across flow between GPS 5 and GPS 4 over 60 days. The black curves are filtered for periods shorter than 3 days with a linear filter and in red appears the parabolic fit for the 60 days.*

Using the GPS records from GPS 4 and GPS 5, we observe that they evolve in different directions over time with an azimuth of flow of about  $35^\circ$ . This differential direction is a consequence of the opening of the rift, which dissociates the two pieces of the ice tongue. Over 60 days, we measured a mean rift opening velocity of 12 cm/day.

Removing the main trend, we get a parabolic movement on the along and across flow directions (cf. Figure 5.9), which is a consequence of the rotation of the downstream part of the ice tongue. From the parabolic fit we estimate the centre of rotation to be 15.7 km away from the mean GPS position (cf. Figure 5.4). Moreover, the position of the centre of rotation evolves in time at several days time scale as it appears on the fit of the parabola (cf. Figure 5.9). The location of this centre matches the most active rifting part of the ice

tongue, between the two main rifts and is changing in time as the stress changes. Hence, we can consider that the largest stresses are applied on this part of the ice tongue.

Even if the rifting area is increasing over time, it is still hard to forecast the date of any calving event. Finally, we observe that the tidal currents are acting on the opening of the rift. Once the rift opens, the tidal currents are strong enough to open the rift by a bending movement of the ice tongue and hence increases its area.

## 1.5 Impact of rifting processes on the along flow velocity

### *a- Effect of height on along flow velocity*

The effect of tides on the along flow movement of the ice tongue has already been investigated by a number of people, such as [Anandakrishnan et al. \(1994\)](#), [Anandakrishnan and Alley \(1997\)](#), [Bindshadler et al. \(2003\)](#), [Legresy et al. \(2004\)](#), [Murray et al. \(2007\)](#), [Gudmundson \(2006\)](#), [Gudmundson \(2007\)](#) and more recently [King et al. \(2010\)](#), [King et al. \(2011\)](#), [Winberry et al. \(2011\)](#) and [Gudmundson \(2011\)](#).

Tidally induced motion on ice streams has previously been thought to be limited to diurnal or even shorter-term variations. The existence of strong fortnightly variations has been firstly identified by [Gudmundson \(2006\)](#) using long term field measurements on the Rutford Ice Stream. But the reasons for these periodic variations in flow remain unclear even if all these studies assume non-linear till rheology and hence the influence of non-linearity in the ice shelf in response to the tidal forcing.



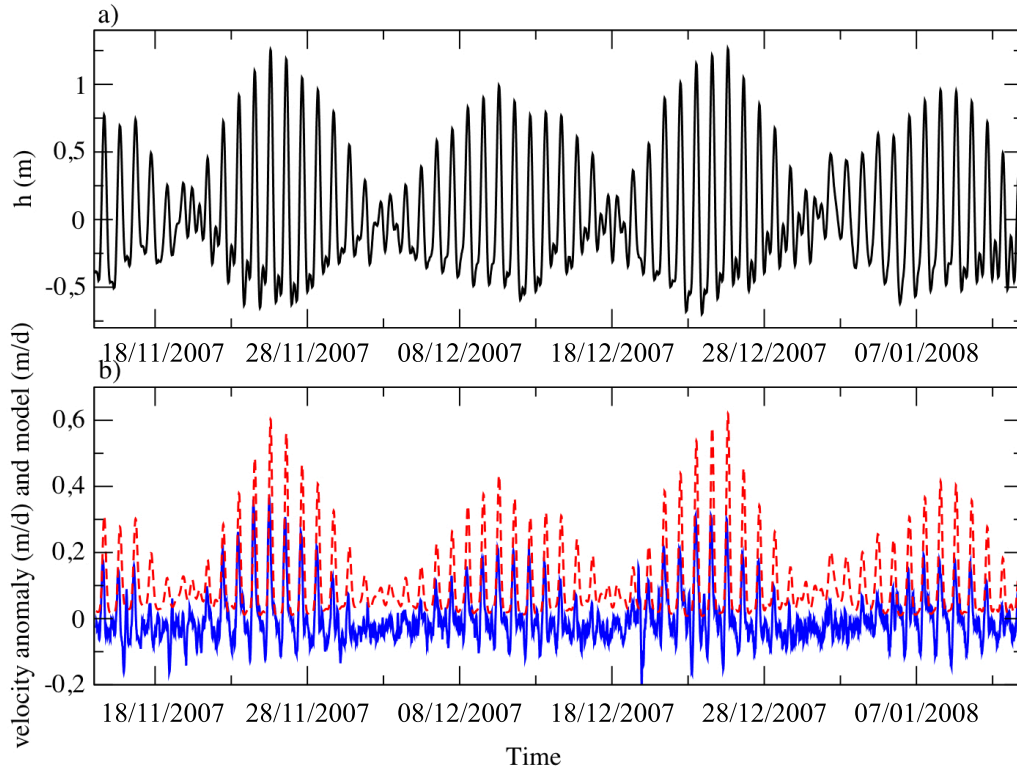


FIGURE 5.10 – (a) Comparison of the Sea Surface Height anomaly (in black), calculated from GPS 4) and (b) the along flow velocity from GPS 4 observed (in blue) and modeled (in dashed red) over 60 days. The model curve is offset for better visibility.

Considering the length (60 days) of the GPS time series on the Mertz Glacier, we worked on understanding more about the long term effect of tides on the along flow movement of the ice tongue.

In Figure 5.10 we draw the velocity in the along flow direction as measured by GPS 4 (upstream of the rift), and in comparison the height (meters) measured by the same station. We first notice that the Sea Surface Height signal recorded in the area is characterized by a spring to neap cycle with a strong fortnightly modulation of 14.77 days period. This amplitude variation is likely to be due to the spring cycle associated with superposition of solar and lunar tidal forcing, but may also contain long period tidal effects ([Gudmundson \(2006\)](#)). The amplitude of the semidiurnal variation changes over each period, with large semidiurnal amplitudes during an increase in the fortnightly component,

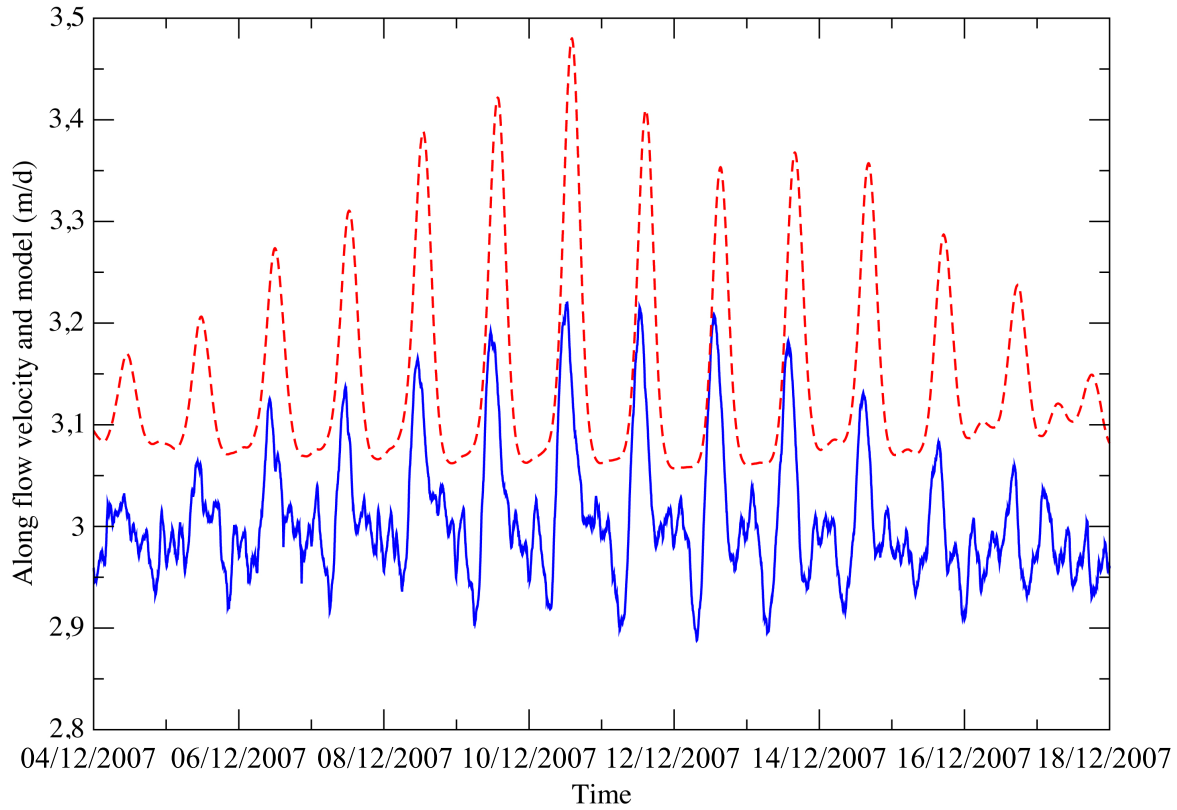


FIGURE 5.11 – Zoom on an extract of Figure 5.10 following the same color code. One can see that the model (in red) reproduces quite well the main daily peak of along flow anomaly, but is unable to explain the secondary variations which happen more at lower tide and show persistently in the measured anomalies (in blue). The model curve is offset for better visibility.

and small semidiurnal amplitudes corresponding to a decrease during the spring to neap phase.

On Figure 5.10 are apparent daily and fortnightly variations of the flow velocity of GPS 4 over a 14 days period. The amplitude envelope in the along flow component is proportional to the envelope of the spring tide cycle. The mean flow velocity is 3.01 m/day with fluctuations from 2.95 m/day up to 3.37 m/day in 7.5 days. The tidal modulation is about 20 cm with an increase of 14% in the mean flow velocity. The total correlation between the along flow velocity and the height is about 60%.

*Legresy et al. (2004)* worked on understanding the effect of the direction of tidal currents on the along flow velocity. The processes induced in this study highlight the effect of

a hinging point on the bending moment of the MGT. This mechanism seems to be completely different from the one observed with our present data. We first draw the conclusion that the development of the ice tongue between 1996 and 2008 changed in character. To test this hypothesis, we will now use a model based on [Gudmundson \(2007\)](#) to model the response of the MGT to the basal stresses induced by the vertical tidal movement.

### *b- Along flow modulation velocity*

[Gudmundson \(2007\)](#) put in place a model based on basal shear stress which reproduces fortnightly variations in flow of the type observed on the Rutford Ice Stream. The two main assumptions used for this model are that :

- within the ice, tidally induced stress perturbations are linearly related to tidal amplitude ; and
- deformation of till follows a nonlinear relationship between the shear stress and the rate of basal motion.

The main question regarding the non-linear response of the velocity to tidal forcing is "what could be the source of such non linearity ?" The model constructed by Gudmundson suggests that the basal sliding velocity is generally expected to be some function of basal shear ([Clarke \(1987\)](#), [Truffer \(1999\)](#), [Iverson et al. \(1995\)](#), [Tulaczyk et al. \(2000\)](#), [Fischer et al. \(2001\)](#), [Tulaczyk \(2006\)](#)) and this function is presumably nonlinear. The stresses set up by tides will be transmitted upstream of the grounding line and will affect the stresses within the till to induce a tidal modulation of the basal sliding velocity.

The model will hence be based on a nonlinear relationship between basal sliding velocity and basal shear stress (the basal shear stress being tidally dependent). Basal shear stress is then written as :  $\tau_b = \bar{\tau}_b + \Delta\tau_b(t)$ , with the shear stress assumed to be linearly related to tidal amplitude :

$$\Delta\tau_b(t) = K\rho_wgh(t) \quad (5.1)$$

$$\tau_b = \bar{\tau}_b + K\rho_wgh(t), \quad (5.2)$$

where  $\bar{\tau}_b$  is the mean basal shear stress,  $\rho_w$  is the density of the sea water,  $g$  the gravitational acceleration, and  $h(t)$  the ocean tide varying in time.  $K$  is the constant of proportionality between the tidally related hydrostatic pressure variation ( $\rho_wgh(t)$ ) and is a site dependent modeling parameter (its value is determined through model optimization).

The basal motion,  $u_b$ , is written as :

$$u_b = C\tau_b^m \quad (5.3)$$

with  $C$  and  $m$  modeling constants. This law refers to Weertman's sliding law ([Paterson \(1994\)](#)). The total forward velocity is then assumed to be ( $u_s$ ) :

$$u_s = u_d + u_b = (1/c + 1)u_b \quad (5.4)$$

Where  $c = u_b/u_d$  is the slip ratio, i.e., the ratio between the mean sliding velocity and the mean forward deformational velocity ( $u_d$ ). We found optimum values of the various parameters (following the procedure from [Gudmundson \(2007\)](#)) to be :  $m = 3$ , slip ratio  $r = 107$ ,  $\bar{\tau}_b = 7\text{kPa}$ ,  $C = 0.12 \times 10^{-3}\text{m.d}^{-1}\text{kPa}^{-m}$  and  $K = 0.4$ .

We used this model on our data to separate the effects involved in the modulation of the along flow velocity. For this, we assume that non of this basal stress applies on the floating part (and in particular that no effect is exerted on the sides of the fjord) therefore velocity anomalies at any point downstream the grounding line will be same as the ones at the grounding line. The first point of this comparison (cf. Figure 5.10) is that despite the model simplicity, the model gives a similarly good fit and reproduces the fortnightly variations in flow in considerable detail.

The parameter values used for the model are determined by optimization. The main coefficients to be determined are the sliding coefficient  $C$ , determined by the mean surface velocity, the sliding component  $m$ , the local stress ratio  $K$ , and the mean basal shear stress  $\bar{\tau}_b$  (See [Gudmundson \(2007\)](#) for explanations). The optimization of the model is in accordance with the value calculated for  $\bar{\tau}_b$ . The value of the site dependent parameter  $K$  is more difficult to estimate independently of the model as it requires an estimate of both the magnitude and stress set up in the ice, and the spatial scale of stress transmission. Finally, the parameter  $m$  is assumed to be 3 (see for example [Paterson \(1994\)](#)).

We then confirm that the variation in velocity is clearly related and driven by the SSH anomaly. The model explains the main part of the velocity recorded by the GPS with 78% correlation.

Furthermore, we tried to integrate the effect of tidal direction in [Gudmundson \(2007\)](#) formulation. To do so, we used the across flow movement of the ice tongue, to directly get the impact of the tidal direction on the ice tongue. We fit the modified model but we found

that the variations of across flow currents to be uncorrelated to the along flow. Therefore this did not contribute any new information. This effect, which was very significant in 2004, changed by a factor of three the along flow velocity but now this seems not to have an impact anymore on our present data. We assume that the opening of the rift, which is changing the bending moment of the ice tongue is not anymore significant to induce a great decrease in the velocity. The difference observed with the [Legresy et al. \(2004\)](#) seems to be a consequence of the rift opening.

## 1.6 Discussion-Conclusion

The Mertz Glacier ice Tongue calved on the 12th of February 2010. A rift system crossing the ice tongue was already well developed at this time. According to the available satellite images from 1996, it was evident that the rift had already opened on the eastern side of the ice tongue. A second rift opened during 2002, as a consequence of the impact of an iceberg. Using linear regression of the rift area with time, and considering the opening of the eastern rift to be linear before 1996, we calculated that the initiation of this rift occurred some time from 1990. The positions of these rifts were in areas of expected fracture as they related to areas of maximum stress induced by a hinging point.

Using two months of GPS data during 2007 from the CRAC-ICE program, we calculated a rift opening of about 12 cm/d for the western rift. The main drivers acting of this opening are the icebergs, which initiated the western rift of the ice tongue, and the tidal currents, which drive the opening of the western rift. The total area of the rift (Figure 5.6) appears to be increasing since 1996, and the GPS measurements from 2007 recorded a daily tidal modulation of about 5 cm.

Another finding was that the perturbation of along flow velocity of the ice tongue depended of the Sea Surface Height anomaly. We found that this modulation ranges from 1100 m/y up to 1300 m/y. This amplitude of modulation observed in 2007-08 probably stands for the 2002-2010 period. In comparison, [Legresy et al. \(2004\)](#), showed that the main modulation of the along flow velocity was due to tidal currents. Depending on the direction of these currents, the along flow velocity ranged from 700 m/y up to 2400 m/y. This larger amplitude of modulation observed in 2000 and inline with 1996 interferometry probably stands for the 1996-2002 period.

The difference in dynamic behaviour of the ice tongue is dependent on its length and on the rift opening. In 2000, the bending of the ice tongue and hence the contact of the ice tongue on the eastern rift of the fjord highly influenced the ice tongue flow velocity.

From 2002 onwards, the second rift opened on the western side and reduced the bending moment of the ice tongue. The energy available from the tidal currents was then used to open the rift and bend the downstream part of the ice tongue. To prove this theory, we used a basal shear stress based model ([Gudmundson \(2007\)](#)). This simple conceptual model has been able to reproduce observations of fortnightly variation of flow of the MGT in considerable detail. The model assumed that elastic stresses set up by the tides are able to significantly perturb the basal shear stress. This model was first applied on the Rutford Ice Stream and upstream of the grounding line, but the application on the Mertz Glacier shows good agreement with a downstream example. Furthermore, we concluded that across flow currents do not seem to have a significant impact anymore, as was the case in 2000.

Finally, we summarise these ice tongue processes considering two different rifting schemes. Firstly, before 2002, the ice tongue was developing with no consistent rifts. Then, during the 1990s, a first rift opened on the eastern side of the ice tongue. The tidal currents were exerting significant pressure, allowing them to push the ice tongue eastward or westward depending on their direction. When the currents were pushing the MGT eastwards, the bending of the ice tongue created a hinging point on the eastern side of the fjord to decrease its along flow velocity. The second rifting scheme started in 2002 when the western rift initiated. Since tidal currents modulated this rift opening at daily time scales, they tended to open the rift and increase its area. The calving of the MGT occurred in 2010 along the main rift. The complementary study of [Mayet et al. \(2012\)](#) shows the impact of the tidal current in this event, even if the rift was almost opened.

Depending on the configuration of the rift, we determined two different modulations of the along flow velocity : the tidal currents via the bending moment of the ice tongue, and the modulation from the SSH anomaly.

Before 2002, the first process was dominant and induced high daily modulations, but after 2002 and the opening of the western rift, the current pressure is mainly acting on the opening of the rift rather than on the bending of the ice tongue. [Legresy et al. \(2004\)](#) did not demonstrate the effect of the Sea Surface Height anomaly on the along flow velocity probably due to having a shorter data set and the fact that at the time, the Sea Surface Height effect (that was similar to that following period) was of secondary importance.

This study has put into perspective the complexity of processes modulating the ice

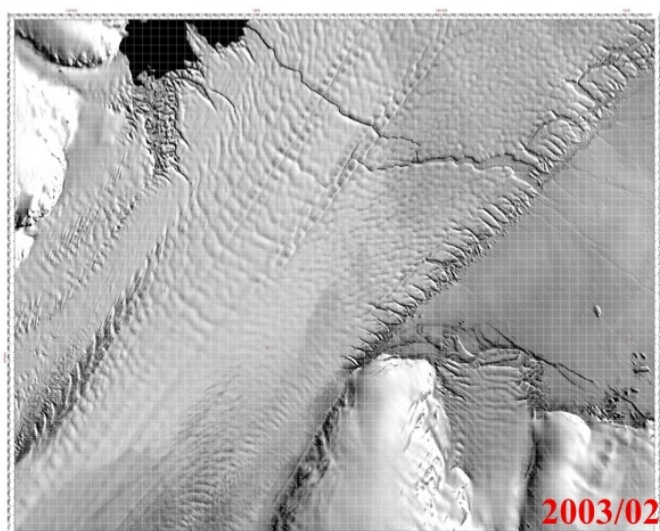
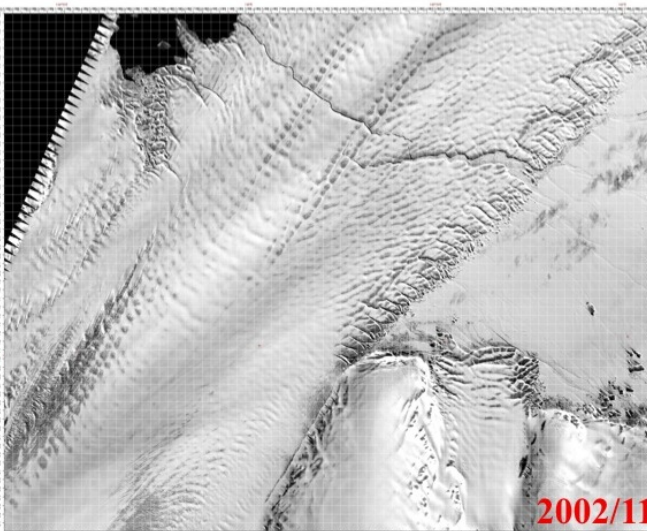
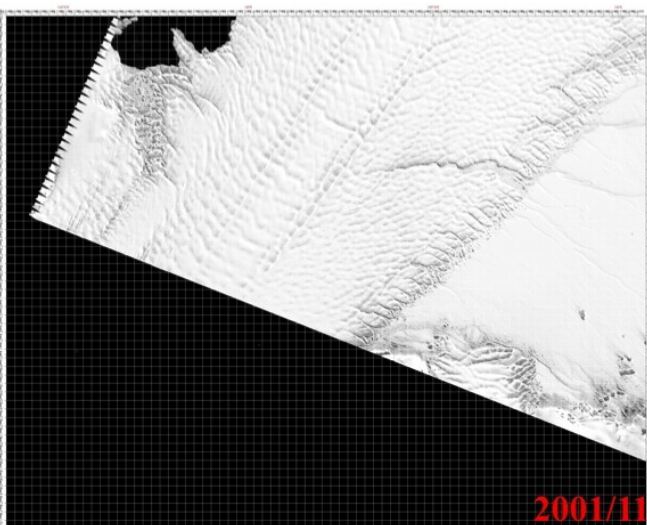
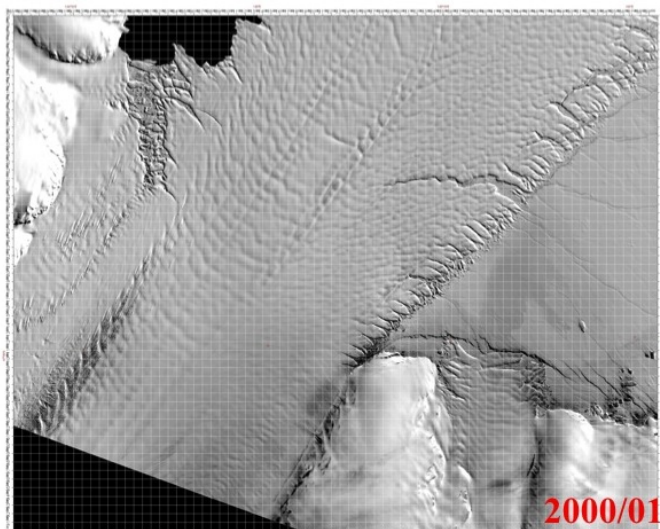
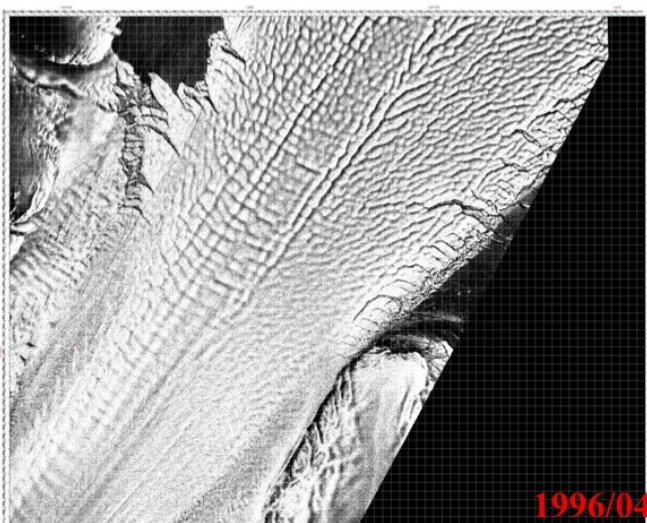
tongue velocity. The length of the ice tongue and the development of rifts are able to modify the whole behaviour of the ice stream velocity. The tidal currents and the height variations are the main drivers in these processes and underline the importance of understanding the effect of rising sea level on the ice discharge of ice streams.

## **1.7 Acknowledgments**

This study is part of the CRAC-ICE project, supported by the CNES (Centre National d'Etudes Spatiales), ANR (Agence Nationale de la Recherche) DACOTA grant, the IPEV (Institut Polaire Paul-Emile Victor), CNRS/INSU (Centre National de la Recherche Scientifique/Institut National des Sciences de l'Univers) and the University of Tasmania.

## **2. Suivi en images de la fracturation du glacier Mertz**







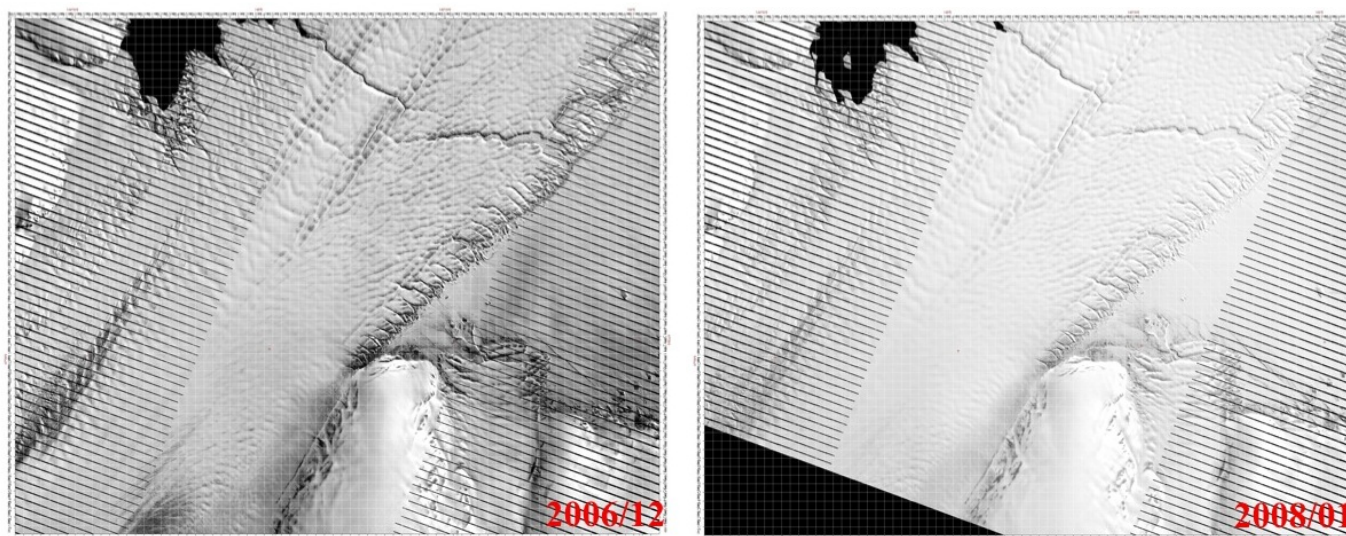


FIGURE 5.12 – Evolution de la fracturation du glacier Mertz de 1996 à 2008. (La première diapositive est une image ERS, les suivantes sont des images LANDSAT). ©ESA-Landsat imagery courtesy of NASA Goddard Space Flight Center and U.S. Geological Survey.

### 3. Vêlage du glacier Mertz

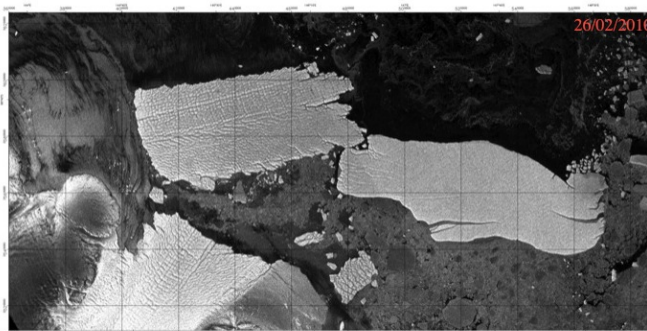
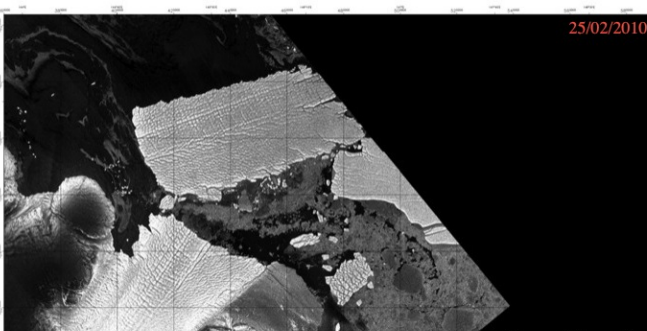
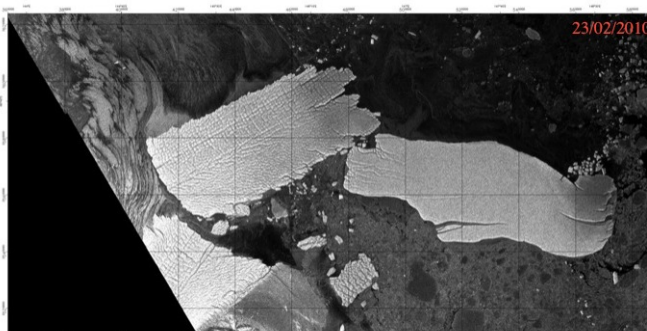
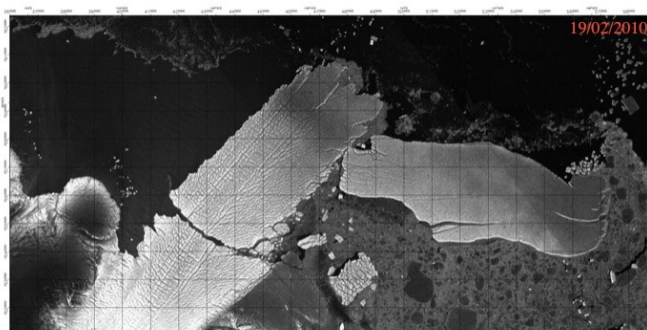
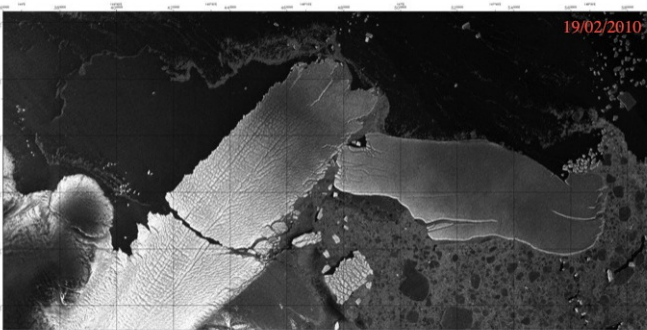
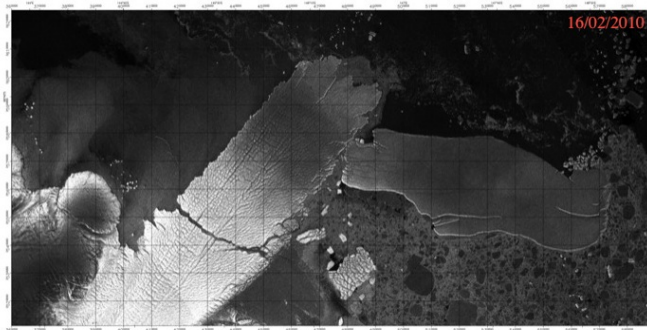
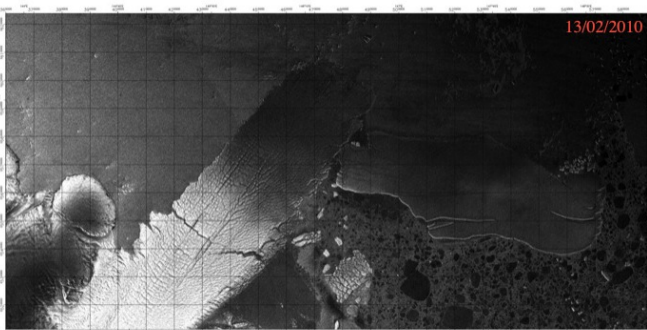
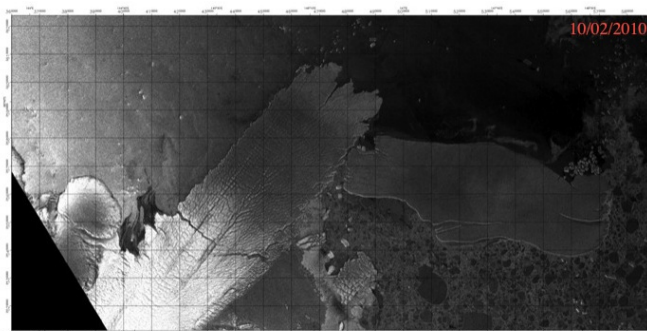
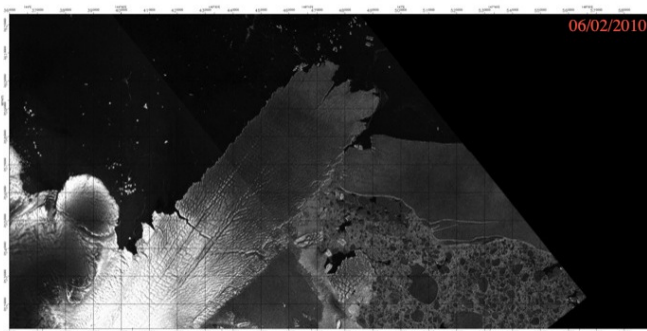
#### 3.1 En images...

## Rupture du glacier Mertz en Antarctique...

*"Un iceberg géant de 2550 km<sup>2</sup> s'est détaché de la langue de glace du glacier Mertz en Antarctique de l'est. Ce vêlage a été détecté par une équipe franco-australienne à laquelle participent des chercheurs des laboratoires LEGOS et LOCEAN et de l'Université de Tasmanie. Ce phénomène vient s'ajouter aux autres observations faites autour de l'Antarctique où de plus en plus de plates formes glaciaires se détachent du continent, ce qui entraîne une production accrue d'icebergs et une augmentation de l'apport d'eau douce dans l'Océan Austral. Situé à 240 km à l'est de la base scientifique française Dumont d'Urville, le glacier Mertz s'écoule dans l'océan avec un débit de 10 à 12 Gigatonnes de glace par an. Sa langue de glace flottante s'étendait en mer sur 160 km depuis la ligne d'échouage, elle ne fait maintenant plus que 80 km. Le nouvel iceberg qui vient de se détacher a une longueur de 78 km et une largeur allant de 33 à 39 km, son épaisseur moyenne est d'environ 400 m. Ce vêlage est apparemment issu de la collision d'un iceberg encore plus grand, appelé B09B (de 95 km de long par 20 km de large), avec la langue de glace flottante fragilisée par les crevasses transverses majeures. B09B était échoué sur des hauts fonds depuis 18 ans. Les images satellite (ENVISAT) tendent à montrer que le vêlage s'est produit entre le 12 et le 13 février 2010. L'évolution du glacier Mertz est suivie depuis 15 ans par les scientifiques de l'équipe CRAC-ICE qui étudient l'évolution des glaciers côtiers de l'Antarctique et les mécanismes de formation des icebergs. L'équipe suivait en particulier le développement des crevasses transverses qui s'étaient quasiment rejointes lorsque l'iceberg B09B est venu impacter le flanc est de la langue de glace entraînant la séparation finale. Ces études font appel aux images satellite et à un réseau de balises GPS déployé sur le glacier à partir des moyen (navire Astrolabe et hélicoptères) mis en oeuvre par l'Institut Polaire français (IPEV). La zone océanique côtière située immédiatement à l'ouest du glacier Mertz est d'un intérêt majeur. C'est là que prennent naissance en partie, les eaux de fond denses et froides de l'Antarctique qui alimentent la circulation océanique mondiale. C'est également un lieu de forte biodiversité riche en production primaire qui*

*fait l'objet de campagnes océanographiques régulières à partir du navire l'Astrolabe dans le cadre du programme de recherche ALBION. La position future des deux icebergs géants pourrait affecter la circulation océanique et l'équilibre des écosystèmes dans cette région. Ce vêlage d'une intensité exceptionnelle représente une opportunité unique de comprendre et d'évaluer le rôle de cette région sur la circulation océanique générale et donc son impact sur le climat."*

**Communiqué de Presse National, CNRS**





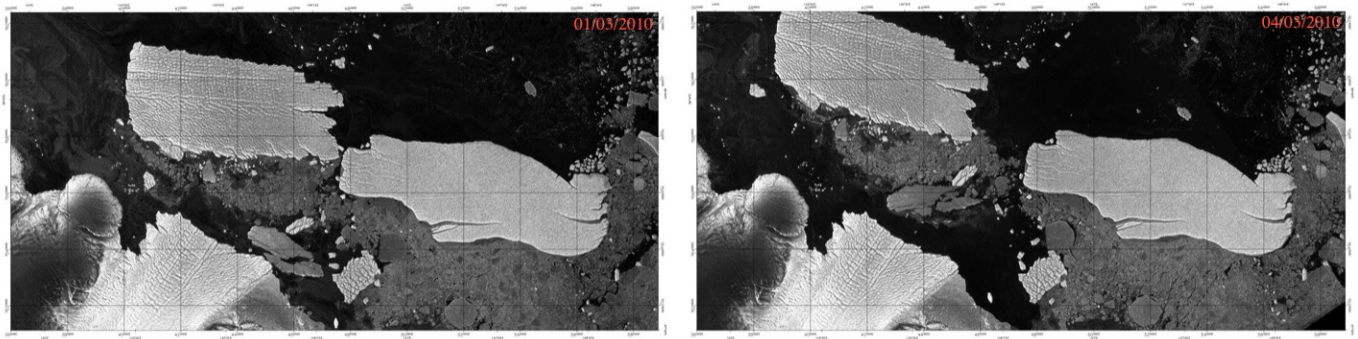


FIGURE 5.13 – Série d'images ASAR du 6 Février 2010 au 04 Mars 2010 projeté en UTM 55S et 20 km de grille. Le vêlage a eu lieu entre le 12 et le 13 Février (diapositives 3 et 4). ©ESA-ASAR.

Depuis les années 2000, les chercheurs du LEGOS et de l'Université de Tasmanie attendaient cet événement en collectant régulièrement des images de la région. Malgré son anticipation, l'évènement a révélé quelques surprises.

L'iceberg B09B est originaire de la plate-forme de Ross, en Antarctique de l'ouest. Il s'est séparé de l'iceberg géant B09, lui même issu de cette plate-forme en 1987. Il s'est éloigné ensuite vers l'est puis s'est échoué en 1992 à moins de 100 km à l'est de la langue de glace du glacier Mertz. Un mois avant le vêlage, l'iceberg B09B qui reposait à l'est du glacier Mertz depuis 20 ans bloqué par des hauts fonds, a commencé à descendre au sud, pour ensuite venir se placer parallèlement au glacier Mertz puis commencer à tourner une semaine avant le vêlage. Les causes de son évolution sont développées dans [Mayet et al. \(2012\)](#). D'après les résultats de cette étude, les courants auraient été à l'origine de son mouvement.

Après la collision, les deux icebergs (B09B et C28, issu du vêlage du glacier Mertz) ont dérivé ensemble vers la polynie, à l'est du glacier (cf. Figure 5.13). L'iceberg B09B est resté stationner dans cette région et à l'heure de l'écriture de ce manuscrit est en train de se disloquer dans cette zone d'eau libre par la présence de hauts fonds. Le C28 quand à lui a suivi les courants côtiers vers l'est, pour ensuite s'échouer pendant plusieurs semaines, en deux morceaux, en face de la station australienne Casey, à un millier de kilomètres de là. D'après les images, il semble que l'iceberg B09B soit à l'origine du vêlage. Pourtant, comme nous l'avons observé dans la partie précédente, le rift était déjà en train de s'ouvrir<sup>3</sup>. C'est assez naturellement qu'on envisage le déplacement de l'iceberg B09B et

3. Voir annexes A pour plus d'images de l'évènement

son impact sur le glacier comme étant la cause du vélage. Le rift se développait, mais il semble que l'impact de l'iceberg B09B a permis son ouverture totale.

Toutefois, une seconde hypothèse s'est présentée à nous. La configuration de la région ayant changé pendant le déplacement de l'iceberg B09B, nous pouvons nous questionner sur l'effet potentiel sur les courants de la région et réciproquement l'effet des courants sur le déplacement des icebergs. Dans l'article présenté dans la section suivante de [Mayet et al. \(2012\)](#) nous avons tenté de répondre à cette question en utilisant le modèle barotrope TUGO-Mertz et deux configurations différentes dépendant de la position de l'iceberg B09B.

### 3.2 High resolution barotropic modeling and the calving of Mertz Glacier (C. Mayet, L. Testut, B. Legrésy, L. Lescarmontier, F. Lyard. *Journal of Geophysical Research*. 2012, In review in Journal of Geophysical Research)

#### *a- Abstract*

In February 2010, the tongue of the Mertz Glacier calved, releasing an 80x30 km iceberg. We had anticipated this calving event and started observing its development as well as gathering data to monitor the dynamics of the glacier upstream. In the meantime we developed a high resolution ocean barotropic model of the region to simulate the modification of the local circulation (including tides). To improve the boundary conditions of the model, we worked on a better definition of the coastline of the area and especially of the grounding line position of the Mertz glacier (using satellite imagery). We have also created a new bathymetry of the zone, combining the best available gridded bathymetry, the depth deduced from knowledge of the ice draft and iceberg trajectories, and paleoglaciological informations. Thanks to these coastline and bathymetry modifications, the tidal solutions validated using tide gauges, ADCP and long GPS time series were significantly improved.

The model was run in different bathymetric configuration (taking into account the ice draft of the major icebergs B09B and C28) to simulate the circulation before, during and after the calving event. We emphasize that the currents change associated to the iceberg transit and the coupling between the iceberg, the bathymetry and the currents influenced these giant icebergs trajectories. We have also tried to qualitatively evaluate the impact

of the local circulation (in response to atmospheric and tidal forcing) on the calving event and iceberg trajectories.

### *b- Introduction*

In February 2010, the Mertz Glacier Tongue (hereafter MGT) in East Antarctica (67°S, 146°E) calved and released an 80x30 km iceberg. This calving event was extensively studied in the framework of the French CRAC-ICE project which aimed to monitor the calving using GPS devices installed on the MGT ([Lescarmontier et al. \(2012b\)](#), [Lescarmontier et al. \(2012c\)](#)). To complement this studies we have developed a high resolution barotropic model to evaluate the impact of the barotropic currents on the MGT calving event. Section [c](#) is devoted to the presentation of the model set-up and Section [d](#) details the validation applied to the model. In Section [e](#) we present the different results obtained with this model and we discuss these results and conclude in Section [f](#).

### *c- Model Set-up*

**The hydrodynamic model :** The hydrodynamic model used is the standalone 2D barotropic shallow water module of the Toulouse Unstructured Grid Ocean model (T-UGOm). T-UGOm is a finite element 3D Eulerian model based on unstructured grids and its 2D module is the follow up of MOG2D ([Carrere and Lyard \(2003\)](#)). This module is based on the wave equation formulation of the shallow water equations ([Lynch and Gray \(1979\)](#)). It has already shown its ability to accurately model tidal waves ([Peraud et al. \(2008\)](#)). The advantage of the unstructured grid is that the spatial resolution can be increased in regions of interest (on steep bathymetric slopes, near the coast, around the MGT) while keeping a reasonable number of mesh vertices. Moreover, T-UGOm has a time splitting system which allows the unstable nodes to be automatically caught (and released) and run in a sub-cycle with a smaller time step, thereby reducing the calculation cost. For a more detailed description of the model, see [Le Bars et al. \(2010b\)](#).

The accuracy of the model critically depends on accurate knowledge of the mean water column height, depending itself on the bathymetry and ice draft. Working at high latitudes implies some difficulties in defining the model geometry.

Firstly, the presence of ice all along the shore makes it difficult to locate the sea-land limit. For the model, this limit must be set where the water column height vanishes, which

generally corresponds to the coastline. But in presence of floating ice, the zero water column height limit is no longer the coastline but the grounding line (the limit between floating and grounded ice). In the case of the Mertz Glacier, the cross-shore distance between the coastline and grounding line is about 150 kilometers, considerably modifying the model geometry, and the grounding line is about few hundred meters under the mean sea level. Another difficulty is the presence of permanent ice which prevents from getting any ship soundings of the bathymetry.

Finally, in presence of icebergs or floating ice tongue, the ice draft has to be subtracted from the bathymetry to get the real water column height, which is the true parameter for the model, meaning that we need to know both the bathymetry and ice draft.

**Coastline :** To get a precise coastline, we started from the high resolution AATC2003 (Australian Antarctic Territory Coastline) data set, which is based on both edge of permanent ice and approximate grounding line, derived by means of remote sensing interpretation (*Lorenzin (2001)*).

We then updated the Mertz Glacier grounding line from Interferometric SAR (InSAR) data (*Poetzsch et al. (2000)*, *Legresy et al. (2004)*). We also used high resolution images (5 meters) from the SPOT5 satellite (©CNES 2010) to improve the coastline.

**Ice drafts :** We then built a map of the ice draft for the MGT from airborne radio echo sounding (Italian Antarctic Expedition 2000, *Legresy et al. (2004)*), freeboard from satellite altimetry and SPOT5 HRS (©CNES 2010) stereo imagery. For the B09B iceberg, we draw the contours from satellite imagery and set a constant ice draft of 350 m.

**Bathymetry :** For the bathymetry, we started from the GEBCO grid one global bathymetry<sup>4</sup> in which we embedded a high resolution local bathymetry (*Beaman et al. (2010)*) which is more detailed and uses more ship soundings data (for a more detailed description, see *Beaman et al. (2010)*). However under the Mertz ice tongue, where no data are available, this bathymetry is an interpolation between the nearest known depth and the grounding line, which is set to zero meter depth whereas it is actually zero meter of water column height but about a thousand meter under the reference water level. Hence, it is not really a bathymetry but an interpolation between a bathymetry (seaward) and a water column height (at the Mertz's grounding line).

---

4. [http://www.gebco.net/data\\_and\\_products/gridded\\_bathymetry\\_data/](http://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/)



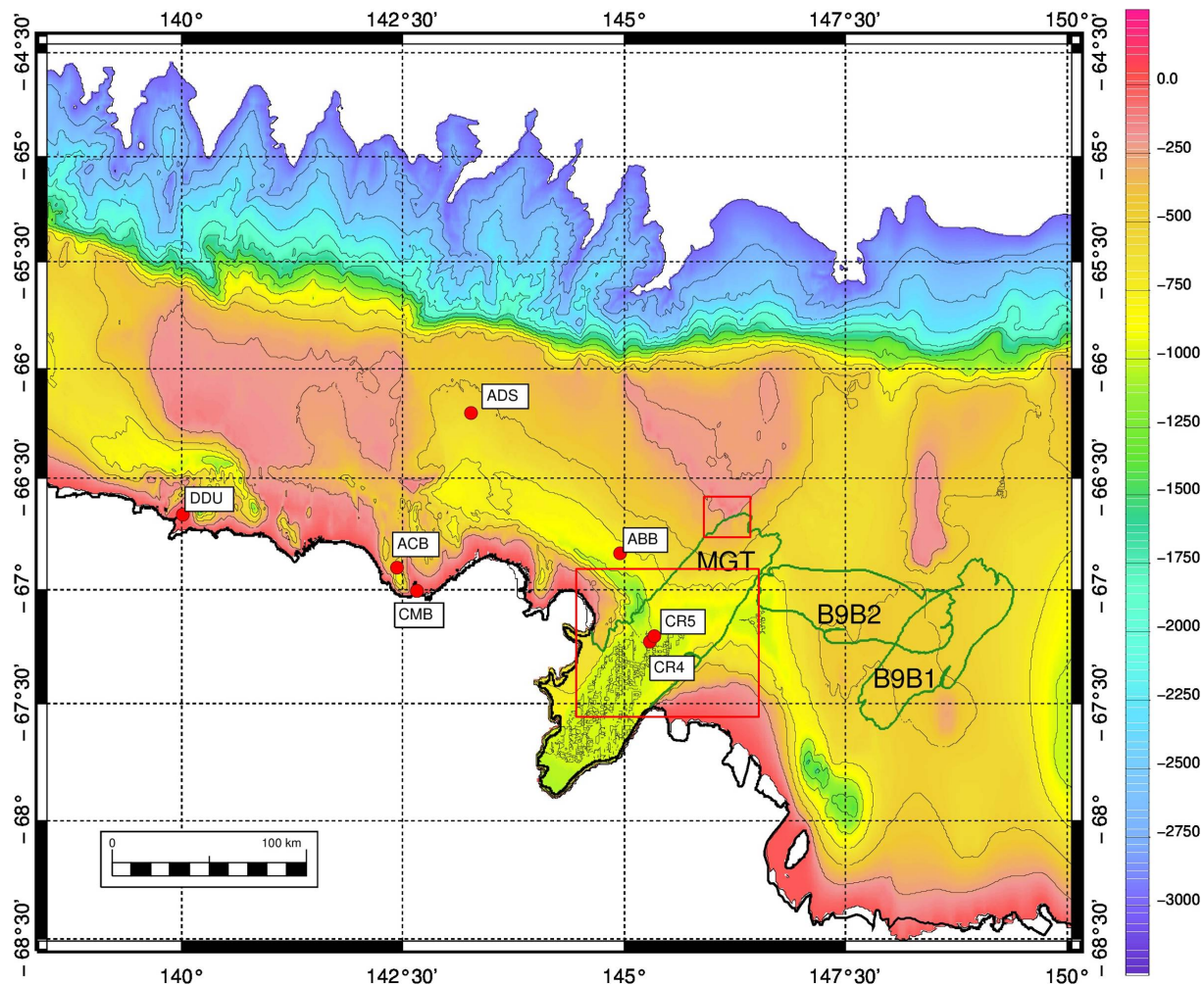


FIGURE 5.14 – Background bathymetry (in meters) used by the model. Iceberg drafts were added to this bathymetry to obtain the different model configurations. The green lines indicate the position of the Mertz Glacier Tongue (MGT), and of the B09B iceberg in position B9B1 and B9B2. The red dots indicate the location of in situ devices used to validate the model and the red boxes indicate the zoom regions shown in Figure 5.20

To get a real bathymetry, we modified the high resolution local bathymetry so that the depth at the grounding line equals the previously calculated Mertz ice draft (i.e. zero meter of water column), and there remains at least 20 meters of water column under the ice tongue everywhere else.

Moreover, given these ice drafts and the monitored trajectories of the icebergs (mainly the B09B) during the year 2010 (using ENVISAT ASAR, SPOT and MODIS imagery), we modified the bathymetry where necessary so that the icebergs do not get grounded. The modifications were up to a few hundred meters in places, showing the need for a large improvement in the bathymetry. This bathymetry, although improved to the best of our knowledge, is not always very accurate, in particular the icebergs are not strictly always floating and get grounded at some points, and large areas are still unexplored. After the calving event and the B09B iceberg cleared the area, it is now possible to observe the bathymetry of this unexplored area, which should happen in the next few years through the SUBMERTZ project (supported by IPEV).

Finally, the area covered by the MGT and the multi-year fast ice to the immediate East of the ice tongue (*Massom et al. (2010)*) has not been covered by any ship track and following the analysis by *Domack (1982)* we developed a trench that links the Ninnis trench to the Mertz trench and Adélie depression to fit with paleo-trajectories of glaciers.

Once this bathymetry was computed (cf. Figure 5.14), we built several configurations by pasting the ice drafts (of the Mertz tongue and B09B iceberg) onto the initial grid to represent their different position before and after the calving event, according to the monitored iceberg trajectories during the year 2010 (from satellite imagery).

**Mesh :** The mesh element size is calculated locally according to two criteria on the tidal wavelength and the bathymetry slope (for a more detailed description, see *Le Bars et al. (2010b)*). In fact, the bathymetry as seen by the model is interpolated on the mesh vertices. Hence, to accurately represent the high bathymetric slopes in the model due to the presence of the ice drafts (and in particular the transitions from open waters to floating ice where the grid needs to be refined), which are restrictive for the model time steps and stability, a different mesh has been computed for each configuration (cf. Figure 5.15). The resolution at the coastline is typically about one kilometer and up to 45 km at the open ocean boundary. The grid cells reduce down to 100 m in areas of strong transitions or tricky coastline. We end up with a total of about 22 000 nodes for the model.

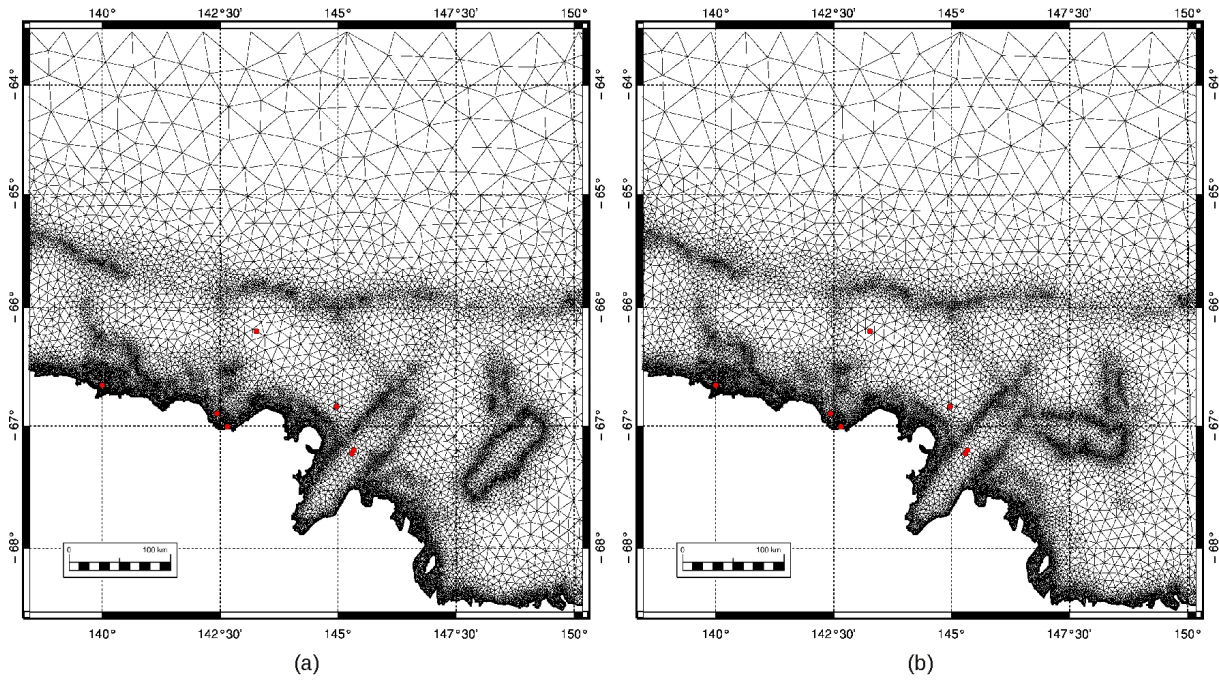


FIGURE 5.15 – Detail view of the mesh for B9B1 (a) and B9B2 (b) bathymetric configurations. The red dots indicate the location of in situ devices used to validate the model.

**Forcing and boundary conditions :** The open boundary conditions were taken from the global tidal atlas FES2004 *Lyard et al. (2006a)* which contains the harmonic coefficients of the tidal elevation of 15 main tidal waves (2N2, K1, K2, M2, M4, Mf, Mm, Msqm, Mtm, N2, O1, P1, Q1, S1, S2). As this atlas does not provide the tidal currents, we made an intermediate run of the tidal model, forced by FES2004, on a larger area than our study, to get precise tidal currents to prescribe at the boundaries of our domain.

For the simulations with atmospheric forcing (atmospheric pressure and wind at ten meters above the sea level), the pressure and wind field are taken from ECMWF ERA Interim reanalysis and the currents at the open boundaries were prescribed from global surge simulations as described in *Carrere and Lyard (2003)*, which are computed in an operational mode for the CTOH (Centre de Topographie des Océans et de l'Hydrosphère, <http://ctoh.legos.obs-mip.fr/>) and given at three hours time resolution.

TABLE 5.1 – Available data for validation of the model outputs on tidal elevation (B.P stands for Bottom Pressure sensor).

	Location	Lon	Lat	Type	Sampling	Length	Source
ABB	Buchanan Bay	144.958°E	66.838°S	B.P	1h	1 year	ALBION
ACB	Commonwealth Bay	142.432°E	66.899°S	B.P	1h	1 year	ALBION
ADS	Adélie seuil	143.268°E	66.202°S	B.P			ALBION
CMB	Commonwealth Bay	142.659°E	67.006°S	B.P	20 min	1 year	ROSAME
CR4	Mertz Glacier tongue	145.291°E	67.229°S	GPS	30 sec	2 months	CRAC-ICE
CR5	Mertz Glacier tongue	145.337°E	67.205°S	GPS	30 sec	2 months	CRAC-ICE
DDU	Dumont d’Urville	140.010°E	66.662°S	B.P	20 min	2 years	ROSAME

### d- Validation

For the model validation, we used a dataset from seven tide gauges. Two of them (DDU and CMB) are coastal tide gauges of the ROSAME network<sup>5</sup>, two others (CR4 and CR5) are GPS beacons lying on the Mertz Glacier Tongue, from the CRAC-ICE project (see [Lescarmontier et al. \(2012b\)](#) for a detailed description) and three others are bottom pressure sensors from ADCP moorings (ALBION project, [Lacarra et al. \(2011\)](#)). The tide gauges location are shown in Figure 5.14 and validation dataset detailed in Table 5.1.

To validate the tide model, we first extract the tidal signal from the observed time series, which contain many non-tidal effects. This is done by harmonic analysis which consists in decomposing the total signal in a certain number of sinusoidal waves of known period corresponding to the astronomic potential forcing. For each wave, we get the harmonic coefficients (amplitude  $A$  and phase lag  $\phi$ ) from which we can reconstitute the total tidal signal. We analyzed a set of twenty principal tidal waves. The same analysis is performed on the model outputs for the one year tide simulation, allowing us to compare the harmonic coefficients from the model and observations. We assume the error in the observations harmonics to be negligible. The difference between modeled and observed harmonics is hereafter considered as the model error.

The model error at one location for one tidal wave can be estimated from the module of the complex difference  $|\Delta z| = |z_o - z_m|$ , as shown by [Andersen et al. \(1995\)](#), where  $z = Ae^{i\phi}$  and the o subscript stands for observation and m for modeled. This is directly related to the root mean square (noted  $\sigma$ ) of the modeled and observed elevation difference

5. [www.legos.obs-mip.fr/observations/rosame/](http://www.legos.obs-mip.fr/observations/rosame/)

time series :

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{2}|\Delta z|} \quad (5.5)$$

The error for one given constituent at all sites is :

$$\sigma_w = \sqrt{\frac{1}{2N_{sites}} \sum_{N_{sites}} |\Delta z|^2} \quad (5.6)$$

the total error of all the constituents at one site is :

$$\sigma_s = \sqrt{\frac{1}{2} \sum_{N_{waves}} |\Delta z|^2} \quad (5.7)$$

and the root sum square (RSS) which is the total error for all the constituents at all sites (the model error) is :

$$RSS = \sqrt{\sum_{N_{waves}} \sigma_w^2} \quad (5.8)$$

We computed validation tables for recent global and regional tide models :

1. a finite element hydrodynamic model with data assimilation : FES2004 ([Lyard et al. \(2006a\)](#));
2. two inverse models from altimeter data : TPXO7.0 ([Egbert and Erofeeva \(2002\)](#)), and GOT4.7 ([Ray \(1999\)](#));
3. a 4 kilometers regional model, with data assimilation : CATS2008 (an improved version of CATS 2002 [Padman et al. \(2002\)](#)); and
4. our regional model with different bathymetries : the Mertz-old simulation uses the high resolution regional bathymetry of [Beaman et al. \(2010\)](#) and the Mertz-b9b1 simulation uses our modified bathymetry as described in previous section.

Tables of  $\sigma$  are shown in Table 5.2 (global models) and Table 5.3 (regional models). Our regional modeling has clearly more skills to represent the tidal waves in the Mertz region as shown by these tables. The global models have RSS larger than 3 centimeters whereas the regional models all have RSS under 3 centimeters. The Mertz-old model improved the RSS by about 10 per cent against CATS2008. Finally, the Mertz-b9b1 configuration gives the best results with a RSS of 2.3 cm, improved by 20 per cent against cats2008 and by 30 per cent against FES2004 (the global model best fitting the observations).



TABLE 5.2 – *Validation table for global models in centimeters. The wave amplitude observed at the Commonwealth Bay tide gauge is indicated under each wave name.*

	K1	O1	M2	S2	P1	N2	Q1	K2	$\sigma_s$
	32cm	32cm	27cm	15cm	10cm	7cm	7cm	4cm	
FES2004									
ABB	2.8	2.8	1.0	1.8	1.3	1.5	0.4	1.3	3.6
ACB	2.0	2.8	1.2	1.5	1.6	1.2	0.7	1.0	3.3
ADS	0.7	1.3	2.7	2.2	0.7	0.5	0.5	1.2	2.9
CMB	1.0	1.7	0.6	0.6	0.5	0.8	0.1	0.7	1.7
CR4	4.7	3.4	2.3	2.6	1.5	1.0	1.1	1.2	5.1
CR5	3.2	3.6	1.6	2.2	1.1	1.0	0.7	1.0	4.1
DDU	0.5	2.3	0.4	0.7	0.5	0.8	0.4	0.8	2.0
$\sigma_w$	1.8	1.9	1.1	1.3	0.8	0.7	0.5	0.7	RSS=3.4
GOT4.7									
ABB	2.0	2.2	1.0	1.3	0.6	0.8	0.7	0.7	2.6
ACB	5.7	4.1	1.8	2.1	2.6	0.9	1.2	0.6	5.8
ADS	0.8	1.2	2.8	2.0	0.4	0.6	0.3	0.9	2.7
CMB	5.1	3.0	0.2	0.6	1.0	0.4	0.6	0.6	4.3
CR4	2.2	2.3	1.9	1.0	0.4	0.1	0.6	0.2	2.8
CR5	3.2	2.1	1.9	0.8	0.7	0.6	0.7	0.1	3.1
DDU	3.5	2.6	0.5	0.9	0.7	0.4	0.5	0.7	3.3
$\sigma_w$	2.5	1.9	1.2	1.0	0.8	0.4	0.5	0.4	RSS=3.7
TPXO7.0									
ABB	2.5	1.6	1.6	1.8	0.5	1.1	0.8	0.9	2.9
ACB	3.7	3.6	1.5	1.4	2.5	0.7	1.0	0.7	4.4
ADS	1.0	1.8	2.7	2.4	0.2	0.4	0.5	0.8	3.0
CMB	2.4	2.8	1.5	1.3	0.8	0.4	0.2	0.4	3.0
CR4	5.7	2.7	0.6	2.7	0.6	0.5	0.8	1.1	5.0
CR5	4.6	2.4	0.8	2.2	0.9	0.8	0.8	1.0	4.2
DDU	1.8	4.2	1.6	1.0	1.1	0.4	0.3	0.4	3.6
$\sigma_w$	2.4	2.0	1.1	1.4	0.8	0.5	0.5	0.6	RSS=3.8

TABLE 5.3 – Validation table for regional models in centimeters. The wave amplitude observed at the Commonwealth Bay tide gauge is indicated under each wave name.

	K1	O1	M2	S2	P1	N2	Q1	K2	$\sigma_s$
	32cm	32cm	27cm	15cm	10cm	7cm	7cm	4cm	
CATS2008									
ABB	3.0	2.1	1.0	0.6	0.8	1.1	0.5	0.7	2.9
ACB	1.3	3.6	1.1	1.2	2.2	0.8	1.1	0.5	3.5
ADS	1.3	2.0	2.1	1.4	0.1	0.2	0.3	0.5	2.5
CMB	2.5	3.7	1.8	1.0	0.9	0.7	0.5	0.4	3.6
CR4	3.1	0.6	0.8	1.7	0.7	0.5	1.0	1.0	2.9
CR5	3.9	0.9	0.7	1.5	1.0	0.6	1.0	1.0	3.3
DDU	0.6	2.0	1.4	0.4	1.0	0.6	0.3	0.3	2.0
$\sigma_w$	1.8	1.7	0.9	0.8	0.8	0.5	0.5	0.5	RSS=3.0
Mertz-old									
ABB	1.4	1.5	0.8	1.6	0.8	1.4	0.7	1.3	2.5
ACB	1.4	2.6	1.1	1.4	1.5	1.1	0.7	1.0	2.9
ADS	0.6	1.4	2.7	2.2	0.6	0.5	0.4	1.2	2.9
CMB	0.6	1.3	0.6	0.7	0.4	0.8	0.3	0.7	1.5
CR4	2.1	1.4	1.9	2.5	0.7	0.9	0.7	1.2	3.1
CR5	2.1	1.5	1.8	2.0	0.7	1.1	0.7	1.0	2.9
DDU	0.8	1.5	0.5	0.6	0.2	0.8	0.4	0.8	1.6
$\sigma_w$	1.0	1.2	1.1	1.2	0.6	0.7	0.4	0.7	RSS=2.6
Mertz-B9B1									
ABB	0.7	0.8	0.7	1.5	0.3	1.4	0.9	1.3	2.1
ACB	0.3	2.1	1.1	1.4	1.2	1.1	1.0	1.0	2.4
ADS	0.3	1.3	2.6	2.2	0.5	0.5	0.4	1.2	2.8
CMB	2.0	1.1	0.7	0.7	0.6	0.8	0.4	0.7	2.0
CR4	0.7	0.4	1.8	2.4	0.3	0.9	0.7	1.1	2.5
CR5	0.8	0.3	1.7	1.9	0.3	1.1	0.7	1.0	2.2
DDU	2.1	0.5	0.6	0.5	0.6	0.8	0.6	0.8	1.9
$\sigma_w$	0.8	0.8	1.0	1.2	0.4	0.7	0.5	0.7	RSS=2.3

As no current data were available, we could not validate the currents given by the model. However, the lateral displacement of the MGT, as measured by the GPS (CR4 and CR5) is very well correlated to the modeled currents as shown by [Lescarmontier et al. \(2012c\)](#). This does not validate the currents magnitude, but gives a certain confidence in the phase and direction of the modeled barotropic currents.

A further validation of the model concerns the response to the atmospheric forcing. [Lescarmontier et al. \(2012b\)](#) analyzed the vertical movements of the floating ice tongue using accurate GPS processing. They could decompose the signal and retrieve tides, atmospheric response and higher frequency vibrations of the ice tongue. Decomposing the signal they realized that at few hours to a few days time scale, most of the residual from the harmonic analysis can be explained by the oceanic response to the atmosphere as modeled by the present version of the barotropic model.

### *e- Simulations and results*

In order to evaluate the impact of the total barotropic velocity field (in response of tidal and atmospheric forcing) on the Mertz calving event (February 2010), we ran the model in two different configurations corresponding to the different positions of the B09B iceberg.

In the first configuration, the B09B iceberg was located East of the MGT. The B09 iceberg calved off the Ross Ice Shelf in 1987 and crossed the Ross Sea (see [Keys et al. \(1990\)](#)). Near cap Andare, B09 broke into 3 main pieces including B09B which drifted along the East Antarctic coast and eventually grounded on the Ninnis bank in the early 1990s. B09B rested on the Ninnis bank for almost 2 decades, slowly drifting south by a few km during that period. We consider this situation and we took the location from ENVISAT satellite ASAR images from the year 2009. We call this configuration B9B1 (cf. Figure [5.14](#)).

In December 2009, B09B started to travel south and progressively turned West and North West in January 2010 to arrive in contact with the MGT early February 2010. In the second configuration the B09B moved near to the MGT. We take the configuration from the ENVISAT ASAR image of the 6th of February (referred to as B9B2, cf. Figure [5.14](#)).



In the model, this is characterized by a different bathymetry as described in Section ???. The model was run for one year with tidal forcing only and for the first 3 months of 2010 (period of the calving event) forced by astronomical tide and atmospheric forcing (pressure and wind) from ECMWF.

In addition to these simulations, based on iceberg positions derived from satellite images, we followed the evolution of the B09B and C28 icebergs using mainly MODIS (©NASA) and ENVISAT ASAR (©ESA) images. The main tool used during the calving of C28 has been ENVISAT ASAR as the cloud cover prevented the acquisition of useful visible imagery most of the time (Note : the series of available images have been aligned, dated, and mapped into a common projection and grid and will be available on the CRAC-ICE website).

**Mean barotropic currents :** Figure 5.16 shows the mean barotropic currents for the two configurations B9B1 and B9B2. The mean barotropic current is obtained by averaging the currents over a long period and represents the background current which is underlying the stronger currents which vary at tidal scales. Icebergs are subject to the pressure exerted by the currents on their side and the drag at their bottom, and tend to follow the current. The mean currents provided by the model show generally small amplitudes of a few cm/s with stronger values along the coast where it reaches a few dm/s.

When the B9B1 situation was prevailing (cf. Figure 5.16a), the background currents tend to push it toward the south. And effectively, B09B iceberg slowly drifted south in the few years before 2010. Once it started to move southward a bit faster in December 2010, the background currents tend to push its southern tip toward the North West. This is perfectly in line with the actual trajectory of the iceberg which moved firstly south during the month of December and then rotated progressively to reach the B9B2 position (cf. Figure 5.16b).

When we do change the configuration of the model to B9B2, we obtain a change in background barotropic circulation which tends to change the currents on the eastern side of the MGT from northward to westward. This is in agreement with what happened when the two rifts that were prevailing on the ice tongue finally broke through the whole width of the ice tongue and released the iceberg around the 12 February 2010 (the last image we have before the calving is from the 10 February 2010 and the first image where we can see clearly the rift having cut through and the iceberg starting moving sideways is from

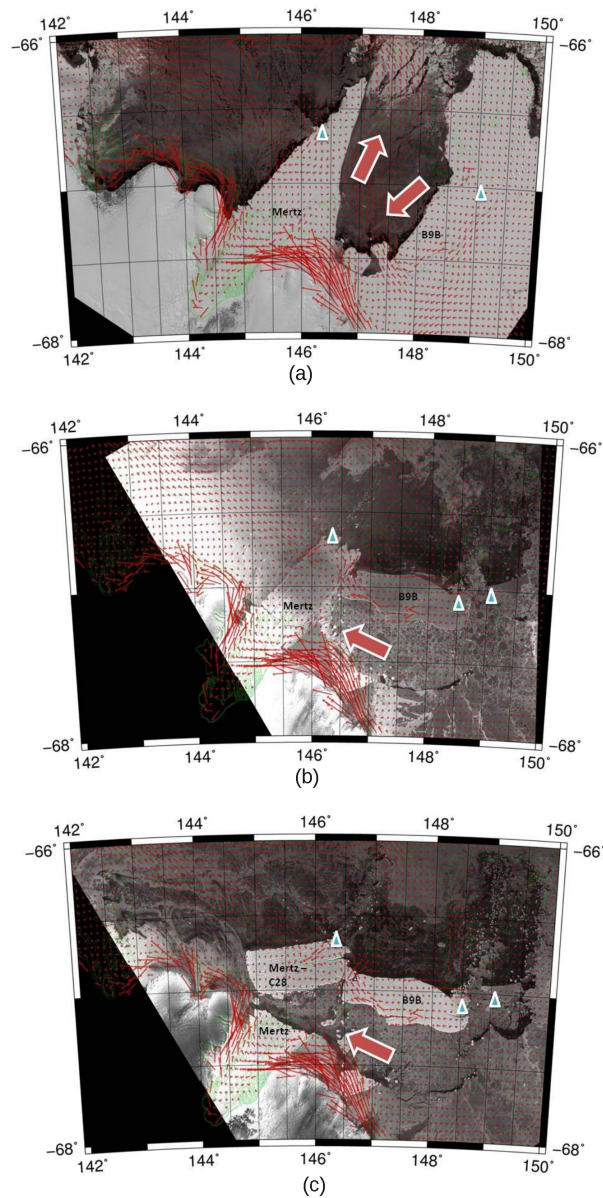


FIGURE 5.16 – Mean barotropic currents velocity in B9B1 (superimposed on 21/10/2007 MODIS image), B9B2 (superimposed on 07/10/2010 MODIS image) and C28 (B9B2 currents superposed on 26/02/2010 MODIS image) configuration. Blue triangles indicate high deeps (see Figure 5.14). Larger arrows indicate the main flow direction in the iceberg moving area.

the 13 February 2010).

An additional pair of elements which are important to notice is that high deeps in the bathymetry are present on the Mertz and Ninnis banks (marked with blue triangles on the maps of Figure 5.16, see also the bathymetry (cf. Figure 5.14) ), that is on the north western tip of the MGT and where the B09B northern part was grounded on the B9B1 configuration on these banks. Both the C28 iceberg (that is the part of the MGT that calved, see Figure 5.16c) and the B09B iceberg cannot cross these areas without grounding or facing a barrier.

The background current tends to push the C28 iceberg to the West, so it moved, but its North West tip touched the Mertz Bank and the iceberg rotated around this grounding or contact point. This materialized by a break on it and the formation of a smaller iceberg at the beginning of March 2010 from this corner of C28, as shown on Figure 5.20.

The background currents change with changing position of the giant icebergs as they play an important bathymetric role. The trajectories of the calved or ungrounded icebergs follow the modeled mean barotropic currents closely. The strong Westward currents in front of the new ice front, just after the calving, are illustrated by the bottom sequence of images in Figure 5.20. Using these images, we tracked the trajectory of small icebergs and fast ice floes, and estimated their displacement which reaches 6 to 8cm/s over a few days. This is in line with our model velocities.

**Instantaneous barotropic currents :** We now describe the effect of changing the position of giant icebergs on the instantaneous barotropic currents. To this end we represented four snapshots of tidal situations for high, descending, low and ascending tides for both the B9B1 (cf. Figure 5.17) and B9B2 (cf. Figure 5.18) configurations. We did it for the simulations corresponding to the 10th and 11th of February that is just before the calving happened.

As one can expect, the amplitude of the barotropic currents at one particular time is much larger than the mean current, reaching 30cm/s in shallow waters. The intensity of the currents drops to a few cm/s in larger depth of several hundreds of meters. The B09B iceberg attracts larger currents underneath as it involves a much shallower water column. The northern part of the ice tongue does the same. The amplitude of currents is also large over the Mertz and Ninnis Banks. The currents turn as the tidal cycle runs. For

example in the B9B1 configuration (cf. Figure 5.17) B09B is clearly dragged to the south during the high tide, more to the south East during the descending tides, then north East during the low tide and south west during the ascending phase. All of these phases involve currents above 20cm/s at any stage of the tidal cycle. This means that the B09B iceberg is significantly dragged by the currents in all directions, every day.

Therefore, the tidal cycles can be favorable to release an iceberg from grounding or to force ground it depending on the bathymetric configuration and the iceberg draft as the pressure exerted in either way can be very large compared to the background currents. Also, when the water column under the iceberg becomes shallow, small horizontal displacements of the iceberg can lead to large change in water column and hence in current intensity.

Another aspect of interest would be the impact of the barotropic circulation on the thermal exchange between the ocean and ice tongue (as suggested by [Robertson \(2005\)](#)). The barotropic modeling is too limited to investigate these aspects and appropriate modeling would need using full thermodynamic models like ROMS ([Cougnon et al. \(2011\)](#)), although some points can be noticed.

The circulation under the MGT front (50km of front part of the ice tongue) is very variable and intense during the tidal cycle; this must be in favor of thermal exchange leading to easier melting/freezing in this part depending on the water masses thermodynamic state.

Conversely, the circulation inside the fjord (typically the 60km from the grounding line of the glacier to the open ocean) is much less intense with more intense background currents prevailing there. Inside the fjord, the thermal exchange is therefore probably significant but must be steadier, and not as variable at the tidal scale.

**Pressure to the calving :** The movement of the B09B iceberg has certainly played a significant role into the Mertz Glacier calving of the C28 iceberg. The currents drove the B09B iceberg and put it into contact with the MGT. The variability of the currents at tidal scales has probably been transmitted to the B09B and been involved in repeatedly pushing the B09B huge mass into the MGT, hammering it.

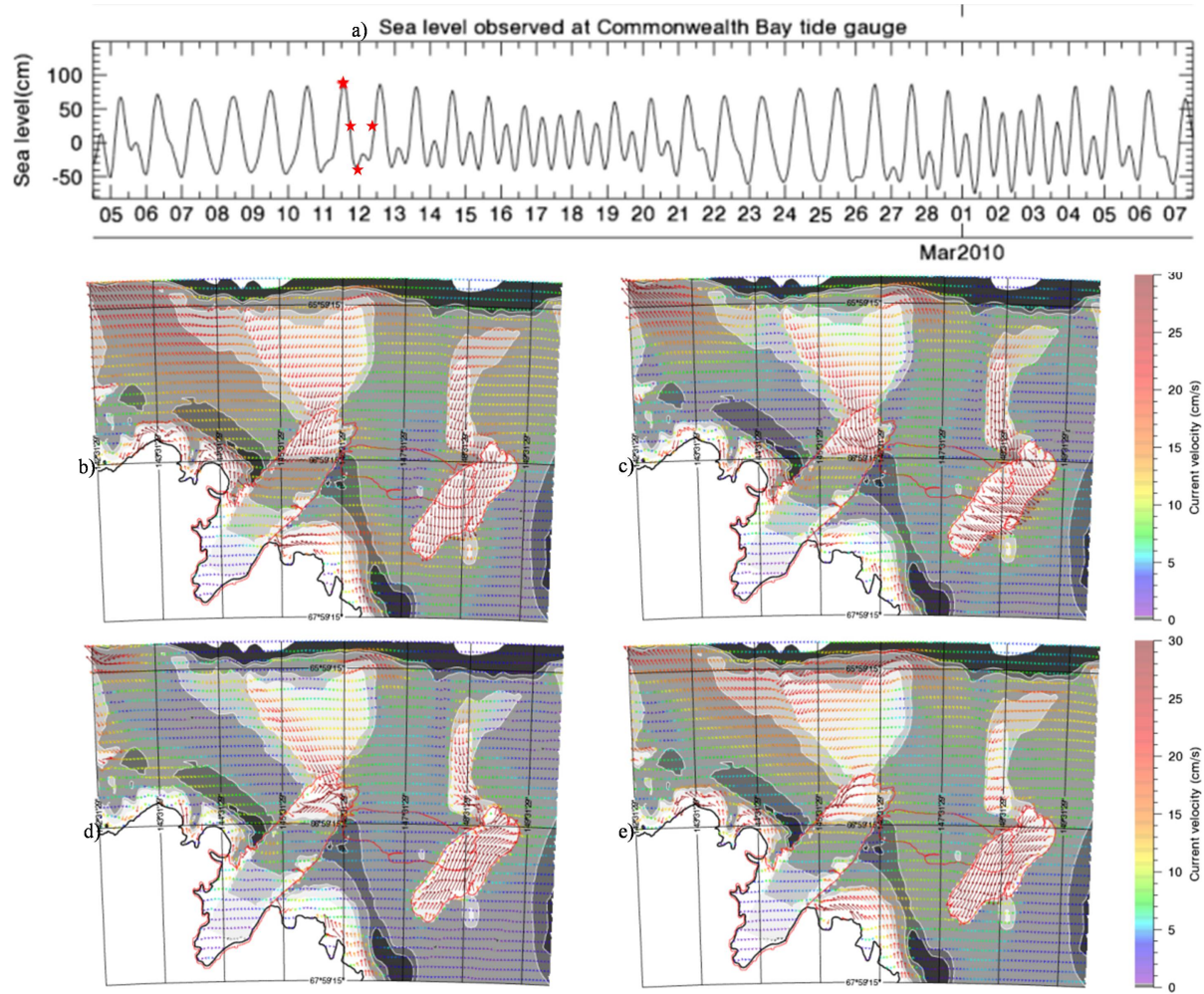


FIGURE 5.17 – Tidal elevation time series as observed by the Commonwealth Bay tide gauge (a), with red stars indicating the four snapshots. Instantaneous barotropic velocity field in B9B1 configuration in high (b), descending (c) low (d) and ascending (e) tide for the 10-11th February 2010. The map background shows the bathymetry in gray scale. Arrows show the direction of the instantaneous current, colored according to the intensity.



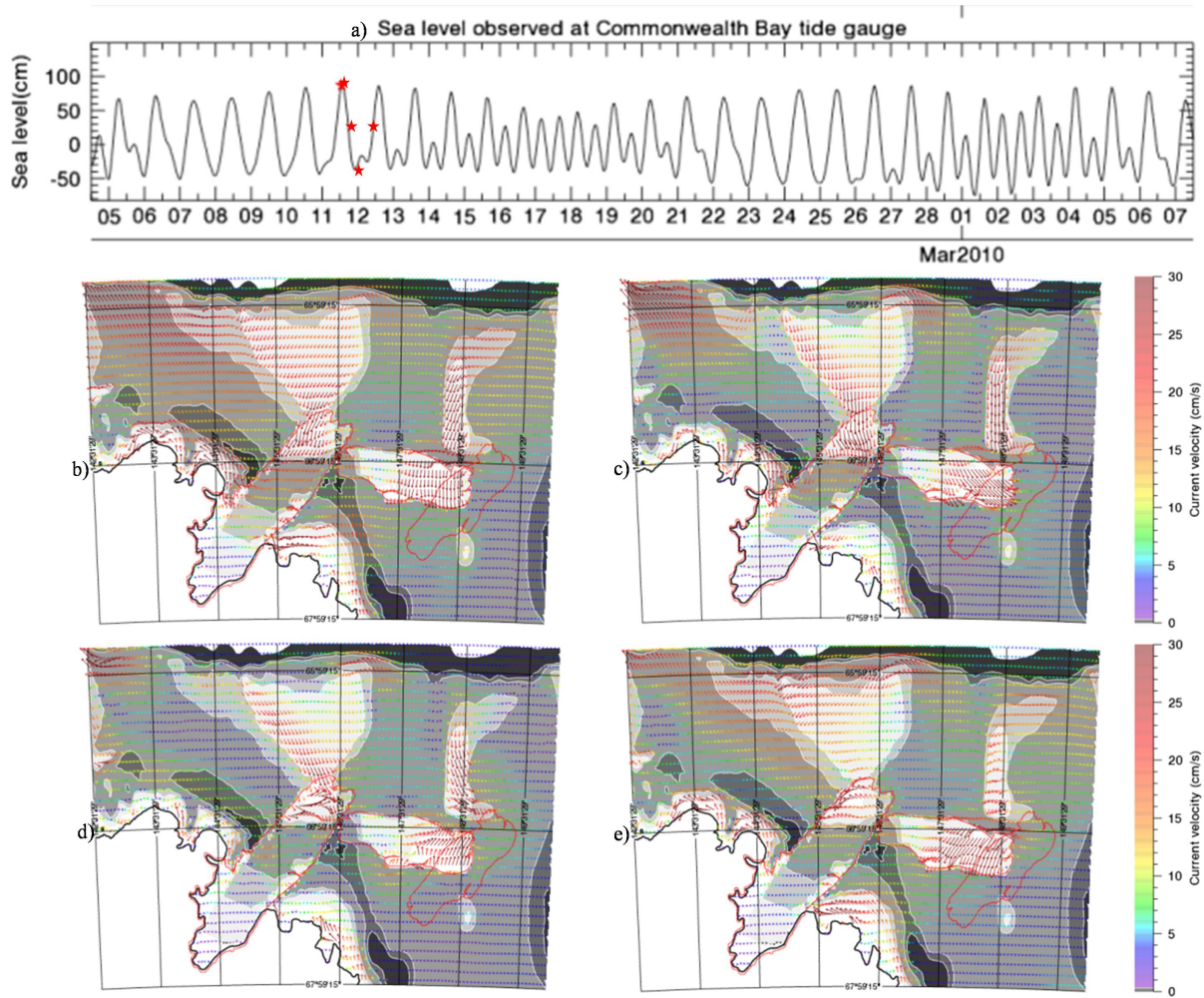


FIGURE 5.18 – Tidal elevation time series as observed by the Commonwealth Bay tide gauge (a), with red stars indicating the four snapshots. Instantaneous barotropic velocity field in B9B2 configuration in high (b), descending (c) low (d) and ascending (e) tide for the 10-11th February 2010. The map background shows the bathymetry in gray scale. Arrows show the direction of the instantaneous current, colored according to the intensity.

However, it is difficult to evaluate the intensity of this effect since the B09B seems to have always been partly grounded on the eastern most side of the B9B2 configuration. It would need a much more detailed knowledge of the B09B ice draft and Ninnis bank bathymetry to evaluate the ground drag on it. Another way to survey this aspect would have been to have a continuous record of the movements of B09B for example by having GPSs installed on it and recording continuously. Unfortunately, it is not the case.

The B09B reached the B9B2 position about a week before the MGT finally ceased suggesting that the first impact was not strong enough to explain the calving. Additionally, the calving occurred following the rifts that had developed during the 15 previous years principally under the daily cycle of currents (*Lescarmontier et al. (2012c)*). The background current change between B9B1 and B9B2 situations (cf. Figure 5.16) shows a significant increase in the current directed from East to West toward the ice tongue.

In order to analyze the model outputs more finely, we defined three parallel sections along the MGT on its East, West sides and at the center line of the MGT. The depth integrated velocity from the model was interpolated along the sections and projected onto normal and tangential components to the sections. The across section velocity component was then used to compute the dynamic pressure  $P_d = \frac{1}{2}\rho V_n^2$  (in Pascal, with  $\rho$  the water density in  $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ,  $V_n$  the normal velocity component in  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) of which the force exerted by the flow on the ice tongue directly depends via the surface on which the pressure is exerted. Finally we have integrated the dynamic pressure along each section to get the evolution of the pressure as a function of time. Because we have run the model separately for the tide and atmospheric pressure we can separate both component in the pressure time series.

The time series of the pressure integrated over the East section for the calving event period (from early February to beginning of March 2010). Figure 5.19c show typically 5 Pa daily amplitude during tides. The pressure resulting from the atmospheric forcing is only significant during storm events and can reach 2.5 Pa, becoming comparable to the tidal effects. This atmospheric component is almost always oriented to the West, probably following catabatic events.

A detailed survey of satellite images during the calving period shows that the B9B iceberg reached its B9B2 position on the 6th of February 2010 which corresponds to a peak

in dynamic pressure on the ice tongue associated to a strong storm (cf. Figure 5.19c). The actual calving occurred between the 10th and the 13th of February when the maximum dynamic pressure is reached, associated with both spring tide and storm (cf. Figure 5.19c).

The difference between B9B1 and B9B2 configurations (cf. Figure 5.19b and 5.19d) mainly concentrates around the B9B2 position, the influence of water column change mainly impact area within a few tens of kilometers around the iceberg (e.g. the western section shows almost no change).

Figure 5.19d shows that the pressure exerted on the ice tongue almost doubles when B9B comes close to the MGT, as currents strengthen. This is further illustrated on the histogram (cf. Figure 5.21) where the dynamic pressure in the B9B1 configuration lies between -2 Pa and 2 Pa whereas it spreads between -3 Pa and 3.5 Pa in the B9B2 configuration. Furthermore, the B9B2 histogram is largely biased toward the positive (that is toward the ice tongue).

GPS observations of the rift opening during the B9B1 configuration show a clear tidal current influence on the rifting (*Lescarmontier et al. (2012a)*). Further quantitatively estimate the impact of the strengthened currents during the week where B9B2 configuration prevailed before the calving would require a dedicated study with a model of ice fracture. However the ice fracture is a highly non linear process ? and the fact itself that the B9B2 configuration leads to much stronger dynamic pressure values probably lead to an ice breaking during this particular week equivalent to several months of mechanical stress in the B9B1 configuration.



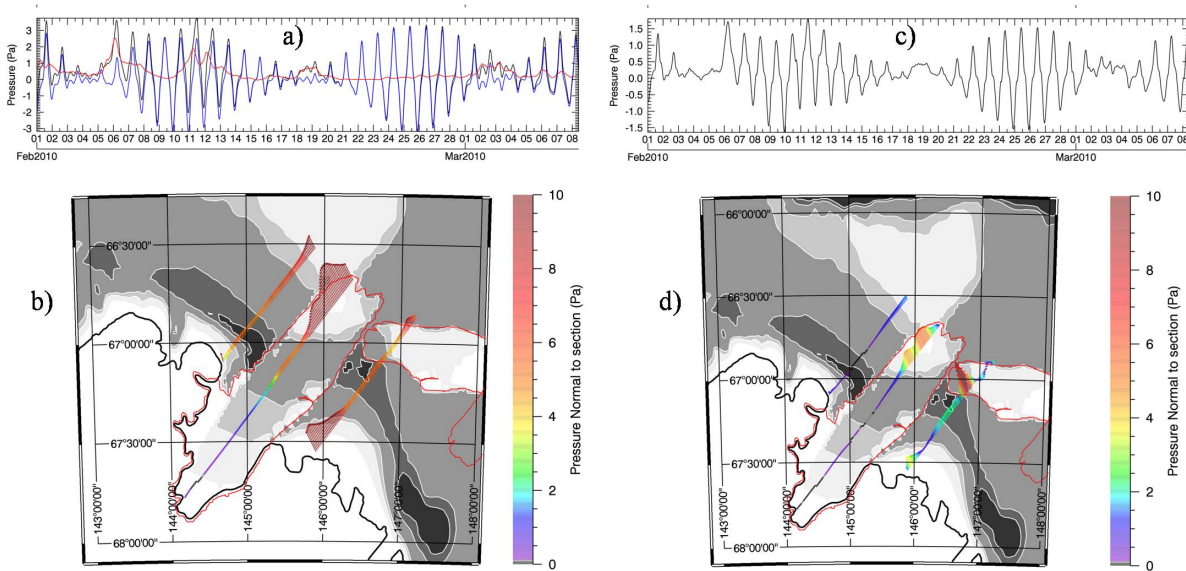


FIGURE 5.19 – Time series of the pressure exerted on the side of the ice tongue by the barotropic currents with purely tidal, purely response to the atmospheric forcing and the combination of both for the period around the calving of the Mertz glacier tongue (a) and map of the instantaneous pressure repartition along the MGT (the 12/02/2010 at 10 :00) (b) in B9B2 configuration. (c) and (d) show the pressure difference between B9B1 and B9B2 configurations, e.g. the extra pressure exerted due to the arrival of B09B in the B9B2 position.

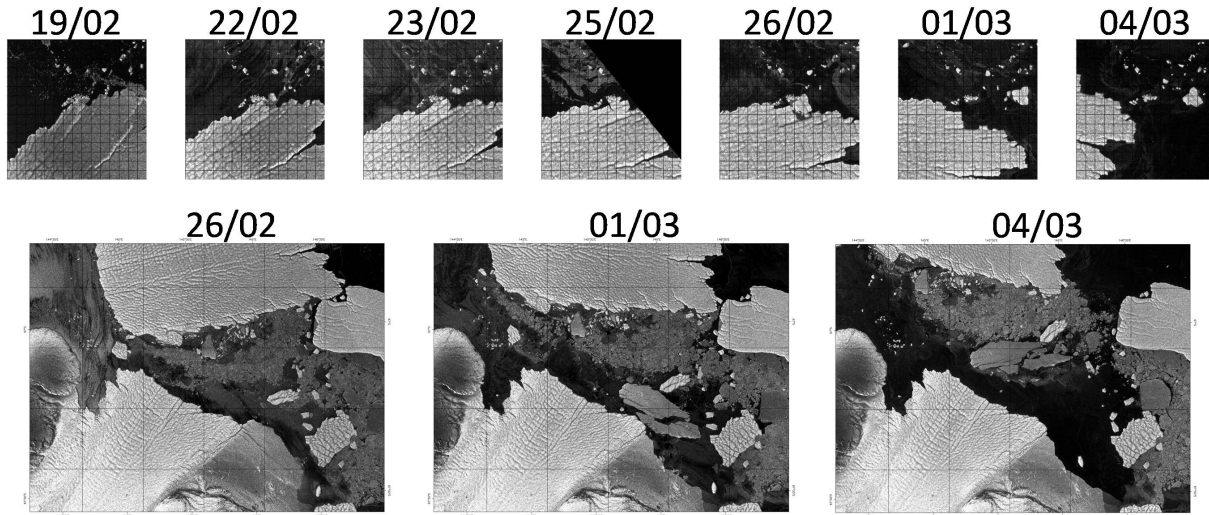


FIGURE 5.20 – Series of ASAR images zoomed on the northwestern tip of C28 and on the crac area (the zoom areas correspond to the red boxes of Figure 5.14). One can see the grounding happening on the northern end of the MGT, releasing a 4 by 4 kilometers iceberg bit and the fast moving ice bodies in front of the new MGT front following strong westward currents.

#### *f- Conclusion*

In this paper we developed a 2D regional barotropic model of the Dumont d’Urville - Mertz Glacier area, using updated bathymetry and coastline. This model further takes into account the floating icebergs and ice tongues drafts. We validated the model results against tide gauges, floating GPS and current meters. The model reaches 2.3 cm standard deviation to the available observations. We find the impact of improved bathymetry and coastline very significant, highlighting the need for such mapping efforts in Antarctica.

The capability of this model to deal with floating ice bodies allowed us to investigate the role of the currents on both the evolution of the MGT and the trajectories of surrounding icebergs (on the mechanical point of view). We also paid a particular attention to the circulation prior, during and after the Mertz glacier calving. We demonstrate that the mean barotropic velocity field is most probably the main factor responsible for the horizontal displacement of the surrounding icebergs and acts as a smooth but permanent constraint on the MGT. We also show that more than the background velocity field, the instantaneous currents are an order of magnitude larger than the mean currents and act as a strong and variable force acting on the floating ice mass. Indeed the tidal velocity field is able to move icebergs and is probably the main driver of the ice tongue mechanical

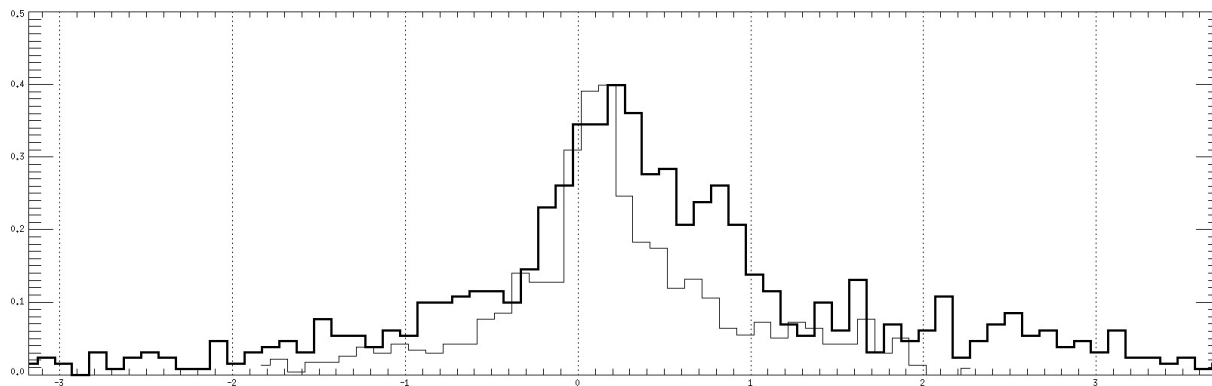


FIGURE 5.21 – Histogram of the instantaneous pressure values, averaged over the eastern section of Figure 5.19, in B9B1 (thin line) and B9B2 (thick line) configuration.

fatigue and of the rift opening.

Computing the dynamical pressure exerted on the side of the MGT we have shown that the calving event occurred exactly when high tide and strong non-tidal currents (due to atmospheric forcing) combined and lead to the monthly maximum of the dynamical pressure exerted on MGT (i.e between the 10 February 2010 and 13 February 2010, the maximum current happening on the 12 February 2010 around 10 :00 UTC).

The trajectories of large floating ice masses are able to influence the ocean circulation in coastal regions where the ice draft is able to significantly modify the local water column. This coupling between iceberg trajectories and circulation shows to be very strong in Antarctica coastal regions, making it difficult to accurately predict iceberg trajectories. A realistic and accurate iceberg drift model would require accurate information on the bathymetry and the ice draft, but also a time varying position of floating ice bodies.

### 3.3 Discussion autour du vêlage

Via l'étude de [Mayet et al. \(2012\)](#) nous avons pu apporter différentes hypothèses permettant l'explication du vêlage. Les courants ont été le principal acteur de cet événement. Leur première action a été de permettre le déplacement de l'iceberg B09B, d'exercer une pression sur le bord est du glacier Mertz et d'augmenter l'énergie cinétique de l'iceberg B09B avant son impact. Le calcul simple de l'énergie cinétique de l'iceberg B09B avant son contact avec le glacier Mertz ne nous permet pas à lui seul de répondre à la question : a-t-il rompu la langue de glace ? Une inconnue reste en suspend : la longueur de la crevasse qui était encore attachée et donc l'énergie de surface nécessaire pour la rompre (à

comparer avec l'énergie cinétique de l'iceberg du B09B). De plus, cette énergie nécessaire dépend aussi de la composition du rift ("ice mélange"). Lors du vèlage, on remarque que l'iceberg s'oriente dans le sens des courants dominants en tournant autour du haut fond présent sur son front ouest. La présence de cette anomalie de bathymétrie est aussi à prendre en compte, car elle concentre les efforts de pression sur la partie non fixée, c'est à dire la zone de rifting.

Ensuite, nous ne sommes pas en mesure de savoir s'il existe un effet de "seuil" au delà duquel la crevasse se rompe, ou bien une accumulation de l'énergie cinétique par la rupture successive de crevasses. Une solution à apporter serait de relancer les simulations sur une plus longue période temporelle, permettant ainsi de déterminer si la pression exercée par les courants était une première dans la configuration actuelle du glacier. Dans le cas échéant, l'impact de l'iceberg B09B serait la réponse. Cependant, que ce soit via le simple impact de l'iceberg B09B, ou par une pression des courants, ou même une combinaison des deux, les courants océaniques ont permis la rupture de la langue de glace.

### 3.4 Conséquences du vèlage du glacier Mertz et devenir de l'iceberg C28

La Figure 5.25 nous permet de suivre le devenir de l'iceberg quelques jours après son vèlage. On remarque qu'il s'est séparé en deux morceaux le 11 Mars 2010, suite à un impact sur les hauts fonds. La trajectoire de l'iceberg se fait principalement vers l'ouest, suivant le courants côtiers. L'iceberg a continué sa progression jusqu'à la station australienne Casey (cf. Figure 5.23) et aujourd'hui on continue de suivre son évolution dans l'espoir de récupérer les balises GPS encore fixées dessus.

Sur la Figure 5.24 on observe à l'ouest du glacier une zone d'eau libre, sous l'influence permanente des vents catabatiques. Cette polynie est activement étudiée par les équipes du LOCEAN. Plusieurs campagnes de terrain ont eu lieu à bord de l'Astrolabe pendant la rotation R<sub>2</sub> de manière à mettre en place des mouillages afin de comprendre et suivre l'évolution des masses d'eau dans la région.

Il est pour l'instant difficile de conclure sur l'évolution de la circulation océanique post-vèlage. En effet, une grande partie des mouillages qui avaient été installés avant 2010 sont aujourd'hui inaccessibles suite au positionnement de l'iceberg B09B devant la polynie (cf. Figure 5.25). Cependant, de part sa position actuelle, l'iceberg B09B limite la

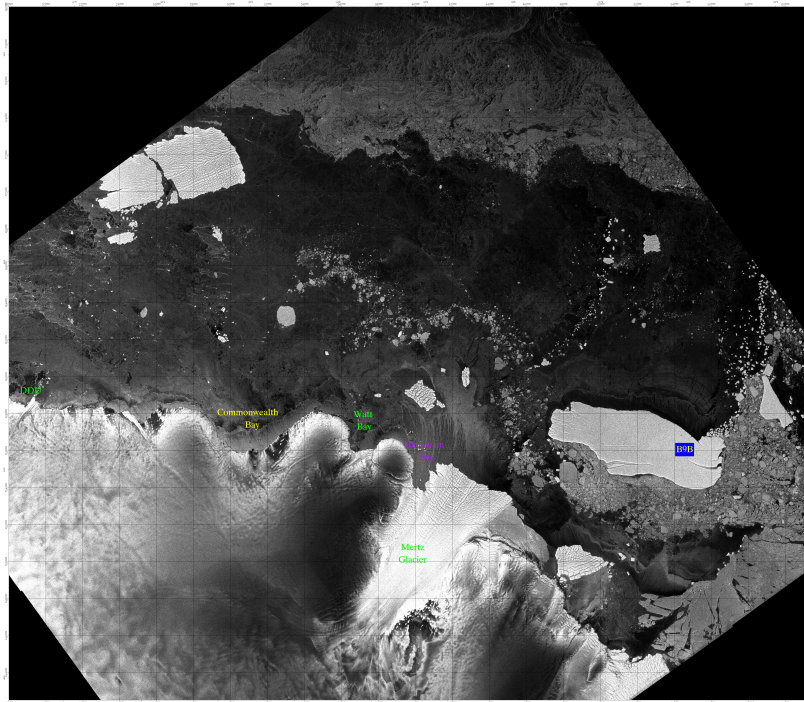


FIGURE 5.22 – Image ASAR du 11 Mars 2010. ©ESA-ASAR.

formation et l'export de banquise. De plus, la perte d'une grande partie de la langue de glace du glacier Mertz devrait limiter l'activité polynique. La présence des polynies est directement liée à la présence de langue de glace. Par leur position, elles permettent de stopper la circulation de banquise dans le sens est-ouest et donc de "protéger" la région polynique, restant ainsi de l'eau libre. Nous nous attendons donc à voir cette polynie disparaître.

L'évolution de la banquise dans une région géographique donnée a aussi une influence sur le devenir des écosystèmes. Les études de [Arrigo et al. \(2002\)](#) ont démontré que dans la région sud ouest de la mer de Ross, l'iceberg B15 a induit la formation de banquise très épaisse, entraînant une forte baisse de la production primaire ( $> 40\%$ ). Cette diminution a ensuite eu des répercussions sur les populations de manchots et de phoques qui s'en nourrissent. De plus, [Massom et al. \(2009\)](#) ont démontré que la variation interannuelle de la couverture de banquise en Antarctique de l'est a une influence sur le développement des colonies de Manchot Empereur *Aptenidytes forsteri*. Aujourd'hui, on s'attend à ce que la modification de la géographie de la côte George V ait des implications sur le développement des populations de manchot et sur le devenir de certaines manchotières.



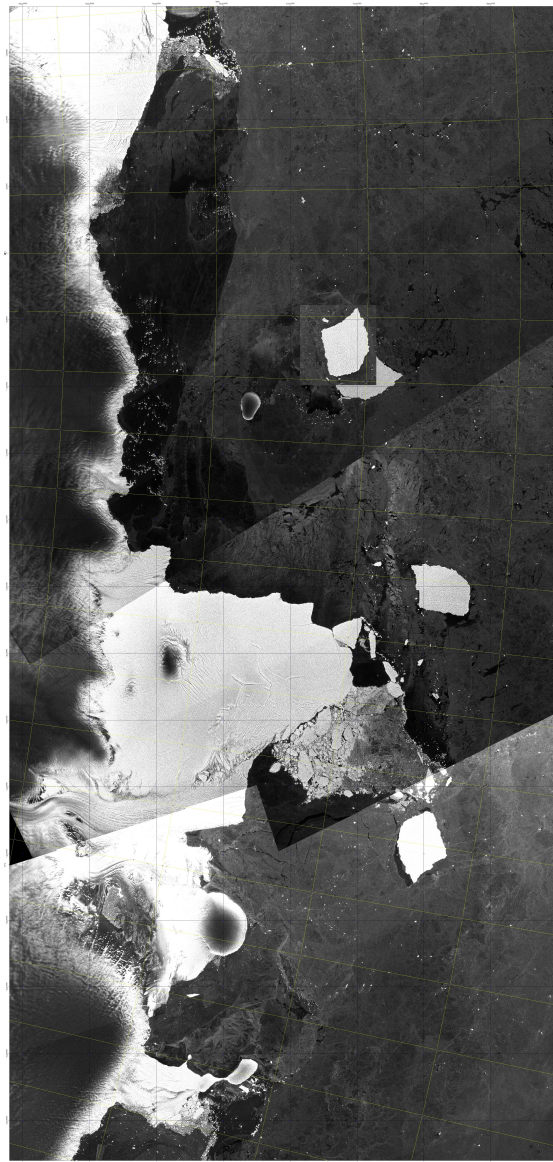


FIGURE 5.23 – Mosaïc ASAR des images du 4-17-20 Septembre présentant le déplacement de l'iceberg C28-1. © ESA-ASAR.

#### 4. Éléments de synthèse

- Un premier rift s'est développé sur la partie est de la langue de glace dans les années 1990. Un second a commencé son développement en 2002 par l'impact de l'iceberg C08.
- La surface totale de l'aire de fracturation augmentait avant le vêlage, avec une ouverture d'environ 12 cm/jour. De plus, les courants de marée se déplaçant de

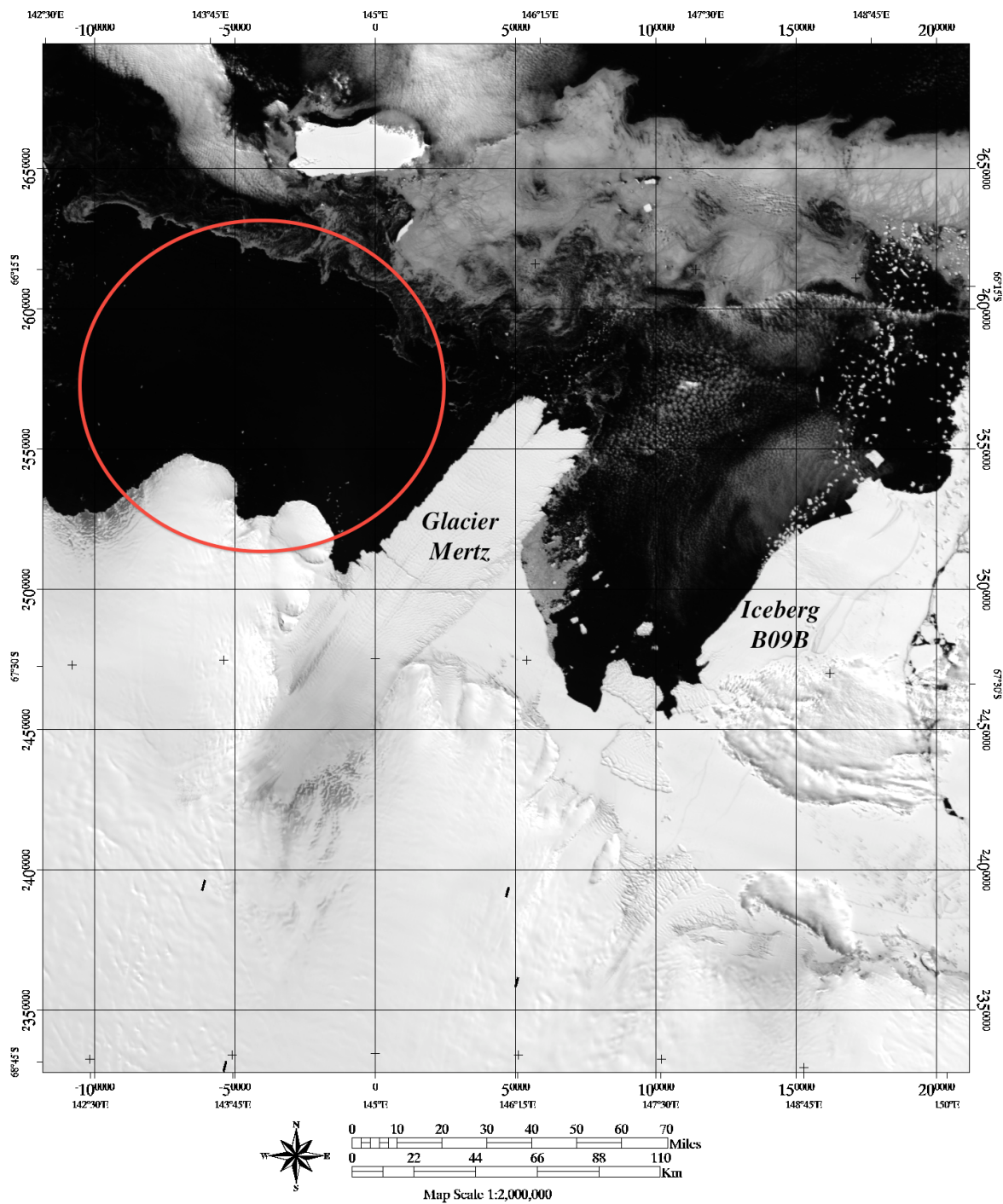


FIGURE 5.24 – Image MODIS du 8 Février 2006. Le cercle rouge symbolise la position de la polynie avant le vêlage du glacier. ©NASA.

l'ouest vers l'est modulaient cette ouverture de plus ou moins 5 cm/jour.

- Nous avons pu mettre en évidence que la hauteur de surface a une influence sur la



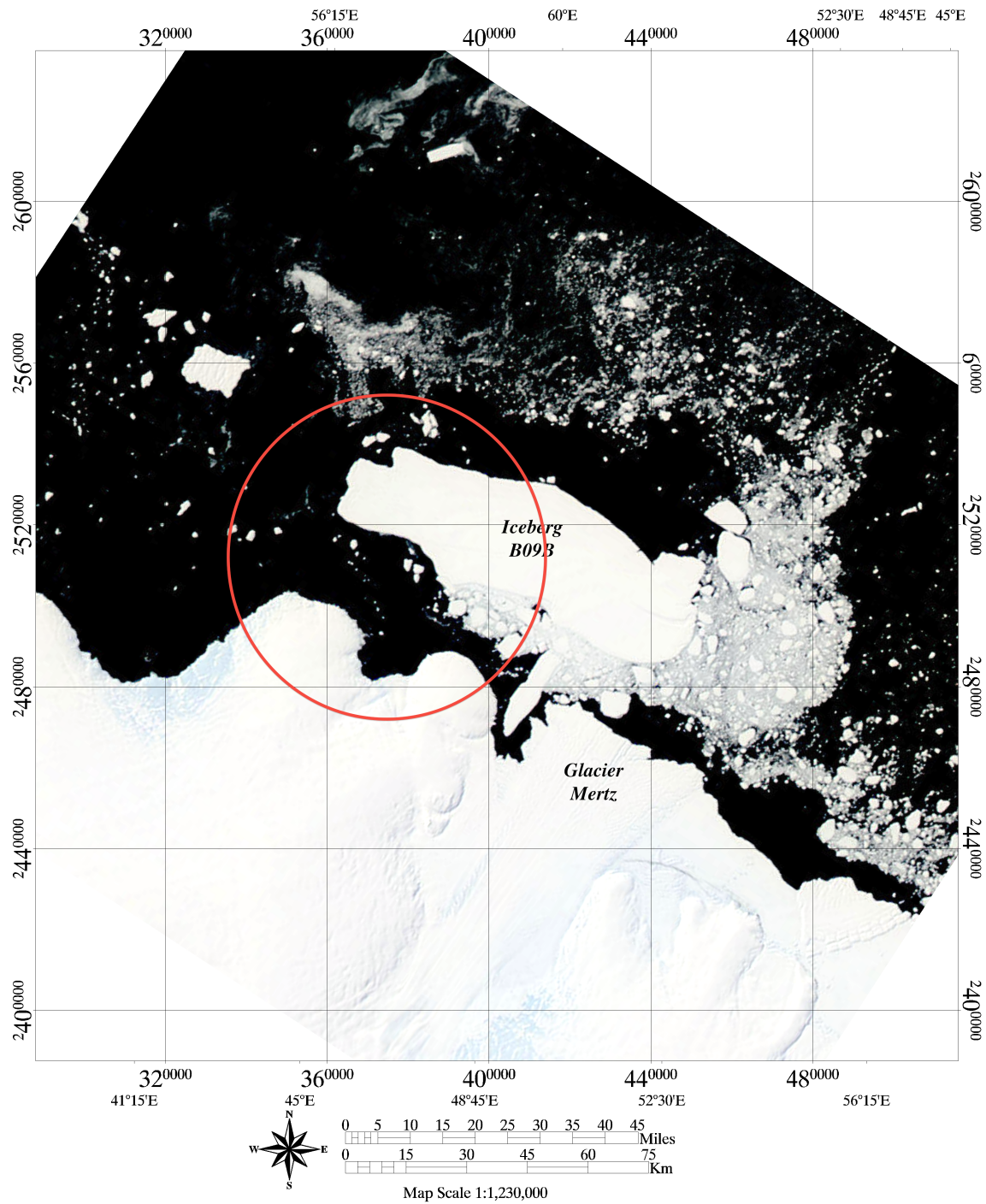


FIGURE 5.25 – Image MODIS Aqua du 7 Janvier 2011. ©NASA.

vitesse d'écoulement du glacier. Cet effet est différent de celui qui avait été enregistré par [Legresy et al. \(2004\)](#) où les courants de marée entraînaient le frottement de la langue de glace sur la sortie est du fjord et donc son ralentissement. L'ouverture de

la crevasse a ainsi modifié le moment de la langue de glace et donc cet effet.

- Le vèlage du glacier Mertz a été enregistré le 12-13 Février 2010, et induit par le déplacement de l'iceberg B09B. Nous avons démontré grâce au modèle TUGO-Mertz dans trois configurations différentes (pré- et post- vèlage) que les courants de marée ont été à l'origine de cet évènement.
- Les icebergs induisent des effets bathymétriques modifiant la circulation océanique dans la région.
- Dans l'état actuel de notre connaissance, nous ne pouvons pas directement dire si la seule modification des courants a permis le vèlage. Un paramètre important manquant est la longueur du rift ainsi que sa composition.
- Le vèlage du glacier Mertz et le déplacement de l'iceberg B09B semblent avoir stoppé l'activité polynique de la région ayant ainsi potentiellement des répercussions sur l'évolution des colonies de manchots.



# 6 - PERSPECTIVES

*Glace : matière à réflexion*

Léo Champion

## Sommaire

---

<b>1</b>	<b>Déformation de surface et bilan de masse . . . . .</b>	<b>195</b>
1.1	Champs de vitesse . . . . .	195
1.2	Calcul de divergence . . . . .	197
1.3	Comparaison avec les données GPS et les sorties ROMS . . . . .	198
<b>2</b>	<b>Perspectives générales . . . . .</b>	<b>199</b>
2.1	Perspectives scientifiques . . . . .	199
2.2	Perspectives techniques . . . . .	205
2.3	Missions et projets en cours . . . . .	206

---



Ce travail de thèse a été réalisé dans un contexte un peu particulier. Nous devions récupérer les données de 6 GPS disposés sur le glacier et en réinstaller lors de chaque saison pendant 3 ans. Cela n'est pas arrivé suite à une succession d'avaries sur le bateau et de la perte de données. Une partie des prospectives pourraient s'accélérer si nous pouvions récupérer certains de ces récepteurs. Cette expérience mérite d'être notée et ces perspectives seront certainement modulées par les prochains développements d'activités polaires.

## 1. Déformation de surface et bilan de masse

La situation des glaciers en Antarctique de l'est est encore mal connue. De nombreuses études réalisées sur l'évolution des glaciers en Antarctique de l'ouest montrent que la situation y est instable ; on peut y observer la désintégration de certaines plates formes, telles que celles du Larsen C (*Khazendar et al. (2011)*). En Antarctique de l'est, il est encore difficile de dire si la situation de ces plates formes évolue. Pourtant, il reste important de s'intéresser à la situation des grands bassins, car leur drainage est peu étudié, donc mal évalué.

Les études de *Rignot et al. (2011)* montrent que le Ninnis, Mertz et Cook, représentent la majeure partie du drainage de la région. Plusieurs tentatives de bilan de masse ont été réalisées par *Wendler et al. (1996)*, *Frezzotti et al. (1998)*, *Rignot (2002)*, *Berthier et al. (2003)* pour évaluer les contributions des glaciers et plates formes de la côte George V. En conclusion l'ensemble de ces résultats se contredisent, car les calculs ont été réalisés avec peu de données et sur des endroits restreints et différents du glacier (langue de glace/ligne d'échouage).

Grâce au grand nombre de données d'imagerie qui ont été collectées sur le glacier, nous allons tenter de reprendre ce calcul et de donner une valeur plus exhaustive. La technique utilisée sera la détermination du flux de masse même si d'autres techniques sont possibles telles que l'utilisation de GRACE ou ICESAT. Ce travail est toujours en cours ; je ne présenterai donc ici que les outils, les techniques et les tous premiers résultats.

### 1.1 Champs de vitesse

La première étape de ce travail est la détermination des champs de vitesse. Plusieurs techniques existent. Toutefois l'interférométrie est de loin la plus précise, mais n'est possible que sous certaines conditions particulières. Le principe du speckle tracking, ou corrélation d'images de phase (cf. Figure 6.4) est bien décrit par *Scambos et al. (1992)*.

Les résultats obtenus par cette technique sont plus réalistes, mais nécessitent des conditions d'acquisition particulières telles que la forte répétitivité permettant la corrélation de phase. Les images ASAR sont en général plus bruitées, mais le radar ASAR d'ENVISAT a acquis 29 images en exacte répétition sur 3 ans (2007-2009) nous permettant ainsi de tracer de façon exhaustive la déformation de la langue de glace.

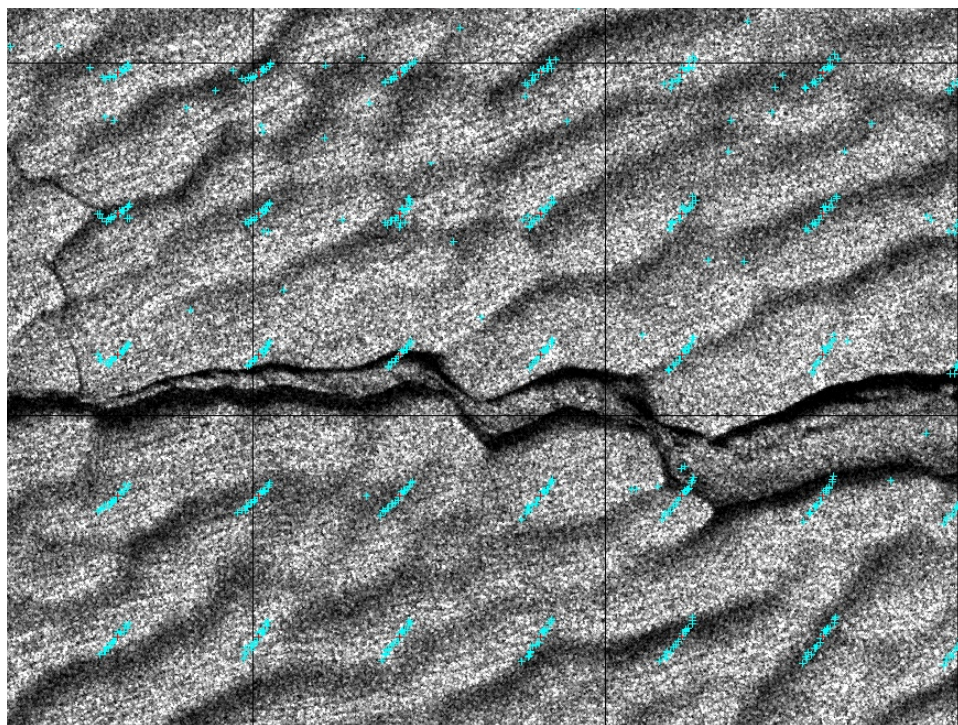


FIGURE 6.1 – Zoom sur les vecteurs du champ de déformation calculé à partir de 29 images ASAR d'ENVISAT de la langue de glace du glacier Mertz. Chaque point représente le résultat de corrélation d'une de ces images répétitives par rapport à une image précédente. ©ESA-ASAR.

Ce calcul est basé sur la normalisation de vignettes et du calcul de la fonction d'intercorrélation entre chaque vignette de chaque image. Le décalage du maximum de corrélation entre deux vignettes (calculé à partir d'un produit de convolution) donne accès au nombre de pixels de décalage dans la période écoulée. Une fois les vignettes recalées, elles sont redécoupées en 4 et de nouveau recalées. Suivant la taille des vignettes et la ressemblance des images, on peut espérer obtenir une précision d'une fraction de pixels. De 512 pixels on passe alors à 128 pixels de précision. Chaque décalage de vignette, au premier et second ordre nous donne alors accès au décalage de l'image en  $(x, y) = f(t)$ . Nous avons déjà réalisé ce calcul à partir de 29 images ASAR d'ENVISAT (cf. Figure 6.1). Ce calcul nous permet ainsi de tracer la trajectoire de la vignette (environ 2 km<sup>2</sup> de sur-



face). La précision obtenue est relative à une fraction de pixels sur une période de 2 à 6 mois, égale à environ 15 m/an. La prochaine étape est de réaliser le même traitement à l'aide d'images SPOT à 5 mètres de résolution.

## 1.2 Calcul de divergence

La Figure 6.2 représente les lignes d'écoulement tracées ici sur une image LANDSAT du 23 Novembre 2002.

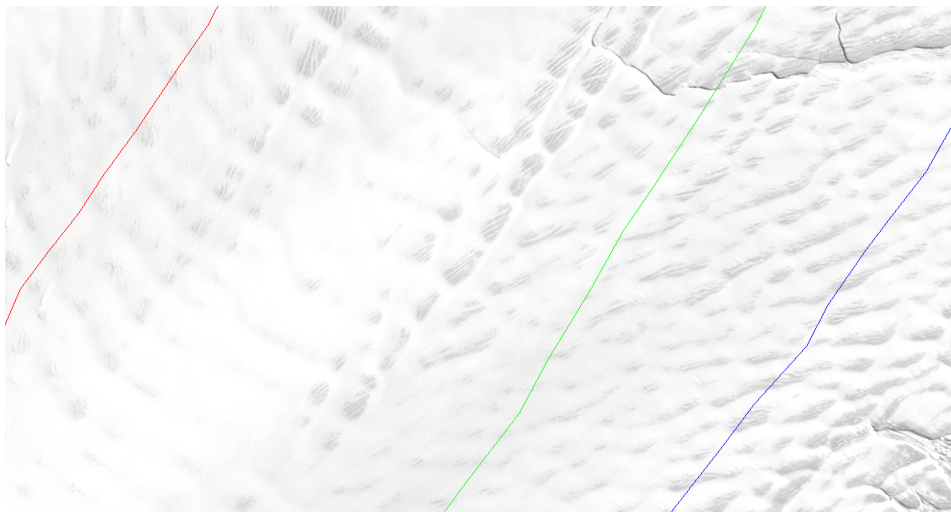


FIGURE 6.2 – Zoom sur une image LANDSAT du 23 Novembre 2002 de la langue de glace du glacier Mertz et des lignes d'écoulement (traitées comme des ROI (Region Of Interest)). ©Landsat imagery courtesy of NASA Goddard Space Flight Center and U.S. Geological Survey.

Le tracé de ces lignes nous permet de donner une direction approchée de l'écoulement du glacier. Elles ont été dessinées de manière à correspondre aux profils radar collectés lors du programme ICECAP (Investigating the Cryospheric Evolution of the Central Antarctic Plate). L'enjeu de ce programme est l'exploration de la topographie du lit rocheux, de sa géologie ainsi que la structure de la glace. La première saison a eu lieu en 2009 et avait pour but la cartographie de "l'Aurora Subglacial Basin" et du glacier Totten en Antarctique de l'est, près de la station Australienne Casey. Une seconde mission a eu lieu en 2010 où des profils d'épaisseur du glacier Mertz ont été mesurés. Ces données nous permettront d'apporter des informations cruciales sur l'épaisseur du glacier.

Des profils d'épaisseurs avaient déjà été collectés en 2000 par l'Italian Antarctic Expedition mais montraient des défauts (tracés sur la parallèle de la langue de glace, échos artefacts dus au passage à travers les crevasses etc...). Le dernier avantage de l'utilisation

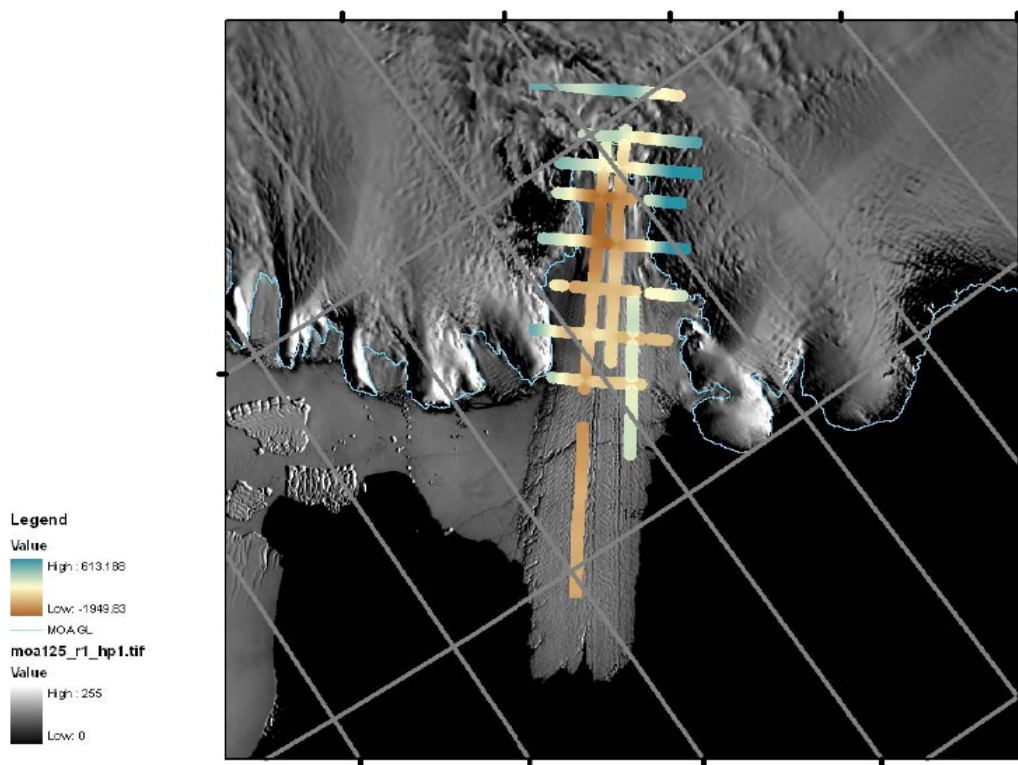


FIGURE 6.3 – Trace des profils d'épaisseurs de la langue de glace du glacier Mertz, enregistrés lors de la campagne ICECAP. Source : Duncan Young, personal communication.

des profils ICECAP est leur extension et la concomitance de plusieurs instruments (altimètre laser, gravimètres, ...)

La dernière étape de ce calcul consiste à reprendre les informations des profils d'épaisseur, champs de vitesse et lignes d'écoulement, afin de tenter le calcul du bilan de masse du glacier. Cette valeur pourra servir de base de comparaison, mais permettra aussi de déterminer l'existence ou non de zones de fonte-regel sous la langue de glace.

### 1.3 Comparaison avec les données GPS et les sorties ROMS

Grâce à l'analyse de nos données GPS issues des GPS 4 et 5, nous avons pu calculer des vitesses verticales de chaque station. On obtient donc des valeurs de l'ordre de 1.78 m/an pour le GPS 4 et 1.21 m/an pour le GPS 5. Cette différence de valeur peut être due soit à l'amincissement de la glace autour du GPS 4 (conséquence des processus de fracturation très actifs dans cette zone) ou alors de fonte basale (ou de regel) sous le GPS 5. Les profils nous permettrons de répondre à ces questions.

La dernière étape sera la comparaison de nos résultats avec les simulations régionales couplées océan-glace développées par Ben Galton-Fenzi (Université de Tasmanie) avec le modèle océanique ROMS<sup>1</sup>.

## 2. Perspectives générales

### 2.1 Perspectives scientifiques

#### *a- Vibrations de la langue de glace*

Nous avons pu remarquer à travers l'article de *Lescarmontier et al.* (2012b) que les questions concernant l'observation des vibrations du glacier sont complexes. La propagation de ces signaux s'effectue dans les trois dimensions de l'espace, donc l'enregistrement doit se faire à l'aide "d'aire de GPS".

De plus, la question de l'élasticité reste en suspend. Une amélioration des informations liées à la structure et les dimensions du glacier nous permettrait de préciser les calculs de fréquences fondamentales du glacier. On pourrait enfin envisager une modélisation plus déterminante afin de tester l'hypothèse d'élasticité et l'éventuelle prise en compte de la déformation visqueuse.

Enfin, un aspect important de ce mécanisme reste le forçage océanique par la houle et les ondes d'Infra-Gravité (*Robinson and Haskell* (1992)). Il n'existe pas aujourd'hui de modèle pertinent de houle dans la région, principalement en raison de l'absence de couverture de glace.

#### *b- Conséquence du vêlage sur l'écoulement du glacier*

Grâce aux images SPOT qui ont été collectées dans le cadre du programme CRAC-ICE/ISIS et à leur résolution, nous pourrions déterminer avec précision les champs de vitesse au niveau de la ligne d'échouage du glacier. Cela permettra ainsi de suivre tout changement dû au vêlage sur l'accélération du glacier en amont.

La première hypothèse avancée permettant l'explication d'un potentiel changement de vitesse serait une modification du backstress lié au vêlage de l'iceberg<sup>2</sup>.

Le seconde hypothèse serait liée aux mouvements de flexion de la langue de glace. En

---

1. <http://www.myroms.org>

2. Cette hypothèse est valable si l'on considère que le backstress n'est pas dépendant de la flottaison de la langue de glace

fonction de sa longueur (ou de sa séparation par un rift) il existe un mouvement de levier exerçant un freinage sur son écoulement (*Lescarmontier et al. (2012c)*). Dans ce cas, l'effet dû au backstress pourrait donc être seulement de second ordre.

### *c- Comparaison des données GPS aux images haute résolution*

Lors du vêlage, un nouveau front est apparu. A l'aide d'une paire d'images TerraSAR-X du 20 Avril 2010 et du 01 Mai 2011, Dana Floricioiu (DLR) a calculé les champs de vitesse au niveau de ce front. Sur la Figure 6.4 on peut y observer une accélération de la vitesse moyenne, due au développement d'un nouveau rift, par rapport à la situation pré-vêlage.

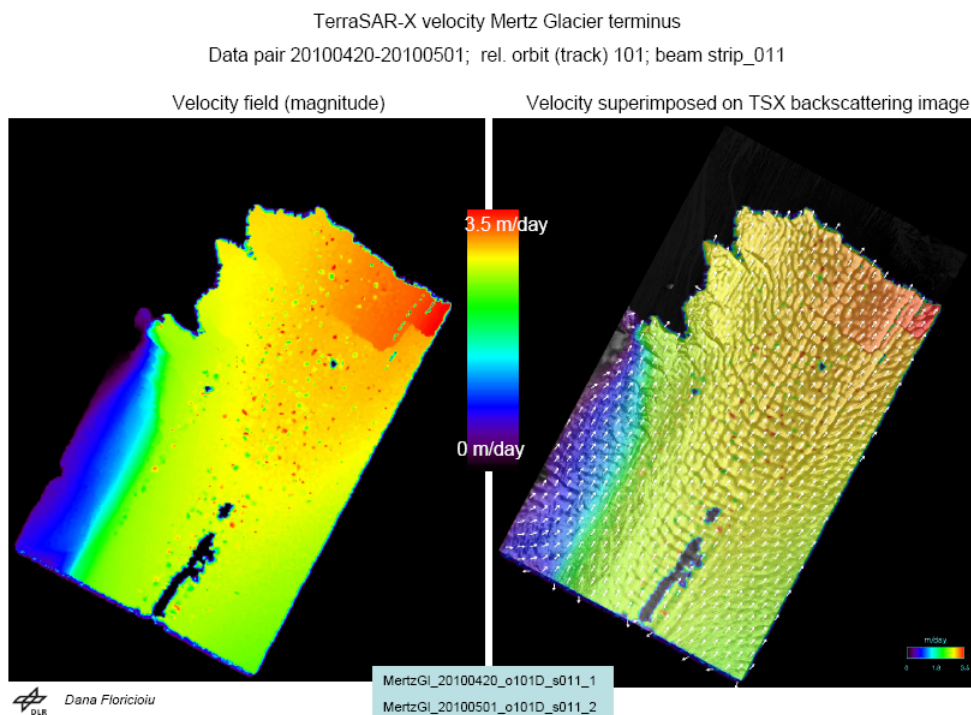


FIGURE 6.4 – Champs de vitesse déterminés sur le nouveau front du glacier Mertz en utilisant une technique de speckle tracking (corrélation de l'image par rapport à la phase), post vêlage à l'aide d'une paire d'images TerraSAR-X du 20 Avril 2010 et du 01 Mai 2011. ©DLR.

Considérant la vitesse d'ouverture de ce rift (83 cm/j) calculée à partir d'images SPOT acquises après le vêlage, un second vêlage devrait avoir lieu prochainement.

*d- Effet de la fast ice sur le glacier*

*Massom et al.* (2010) s'est intéressé aux effets de la *fast ice*, ou banquise épaisse (10-55 mètres), située à l'est du glacier. L'origine de cette glace semble être une accumulation de neige et/ou une accrétion de frazil formé sous le glacier. Cette banquise est mécaniquement liée au glacier et suit à la fois son avancement et la propagation des crevasses. Mais son développement dépend aussi du déplacement des icebergs de la région. Bien que le couplage mécanique ait été identifié, il est toujours difficile de déterminer si le glacier représente une barrière protectrice pour cette banquise ou le contraire ? Pour répondre à cette question, nous tenterons un carottage d'essai à travers cette banquise en Novembre 2011, afin d'apporter des informations sur sa composition. Enfin, l'effet du haut fond localisé au nord du front ouest du glacier sera détaillé dans un article en préparation (*Massom et al.* (2012)).

*e- Etude des profils topographiques de la côte George V*

Les cartes altimétriques (cf. Figure 6.5) montrent un amincissement au niveau de la plate-forme Cook et du glacier Ninnis. Les données concernant le glacier Mertz quant à elles sont difficilement exploitables. Les résultats de la campagne ICECAP ont révélé que l'arrière de la plate-forme Cook et du glacier Ninnis se situe largement en dessous du niveau de la mer. Il existe donc une instabilité latente de l'amincissement de ces glaciers liée à cette anomalie de topographie.

*f- Impact des icebergs et bilan d'énergie dans la région*

Deux grands événements liés à l'évolution du glacier Mertz sont relatifs aux icebergs : L'impact du C08 en 2002 (cf. Figure 6.6) et le déplacement récent du B09B.

La présence de hauts fonds dans la région influence le devenir de ces icebergs. En effet, le B09B a été pendant longtemps bloqué par les hauts fonds. Depuis le vélage du glacier Mertz, il est venu se placer devant la polynie et se désagréger (cf. Figure 6.7). Des études telles que celles de *Humbert et al.* (2010), *Guttenberg et al.* (2011) commencent à montrer le lien entre l'énergie mécanique de l'océan (et de l'atmosphère) et la fracturation de la glace et suggérant ainsi que l'énergie fournie par l'océan sous forme d'énergie cinétique (courants de marée, houle, ondes d'Infra-Gravité...) et d'énergie potentielle (hauteur de marée) est accumulée sous forme de fatigue et de fracturation de la glace. Dans le cas du glacier Mertz, on peut supposer une transformation de l'énergie cinétique (courants de



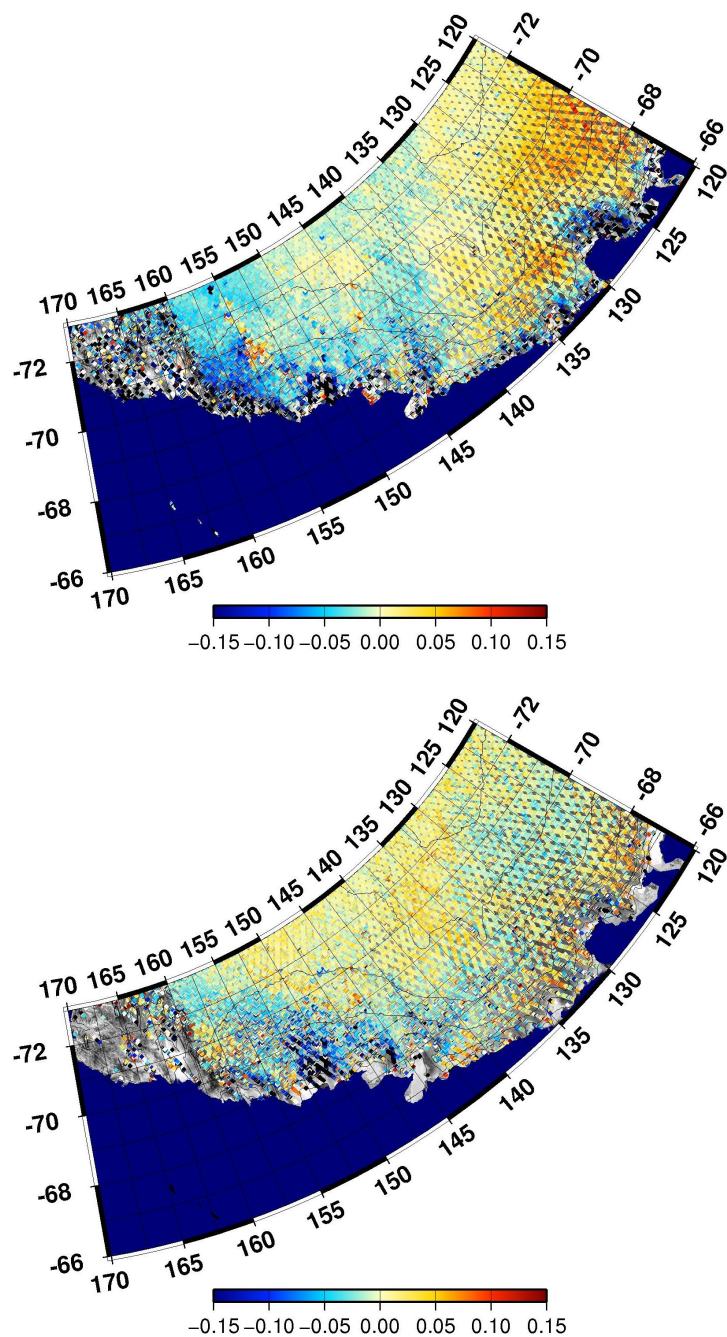


FIGURE 6.5 – Cartes de variation de l'altitude en m/an pour ERS2 de 1995 à 2003 et pour ENVISAT de 2002 à 2010. On remarque une variabilité interdescennale traduisant la variabilité de l'accumulation de neige ainsi qu'une persistance de l'amincissement, très significatif en amont de la plate-forme Cook, significatif dans le bassin du glacier Ninnis et léger dans le bassin de drainage du glacier Mertz.

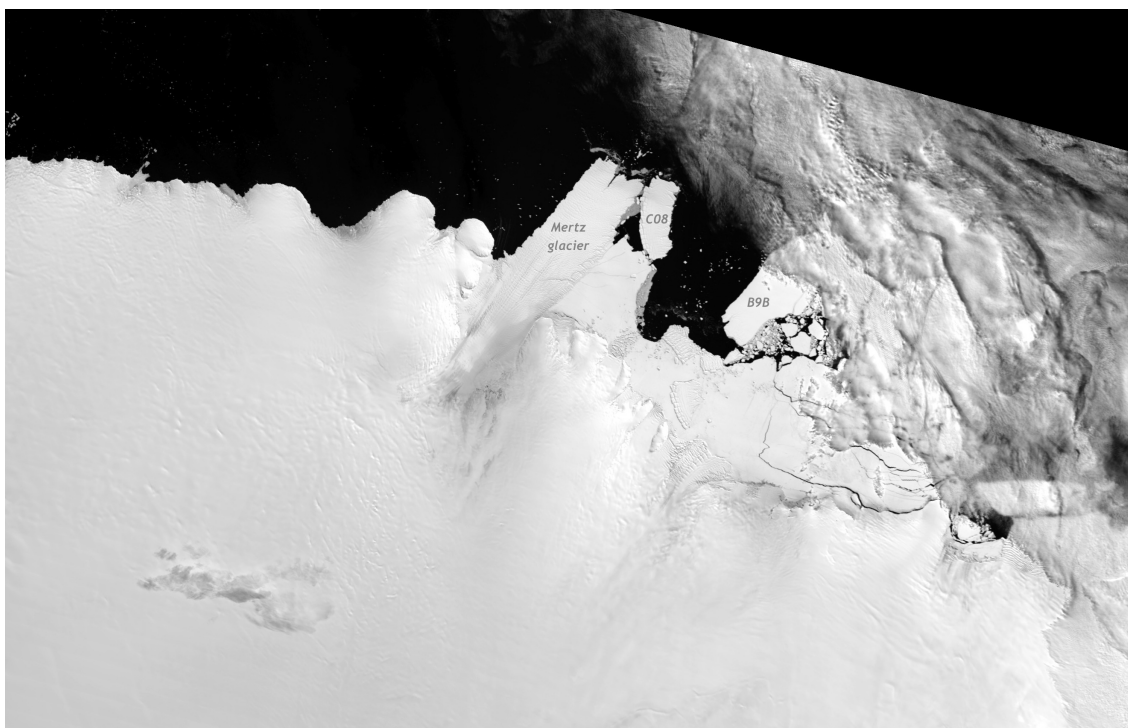


FIGURE 6.6 – *MODIS image of the impact of the iceberg C08 with the Mertz glacier in 2002. This impact initiated the propagation of the western rift on the Mertz. Source : Legrésy, personal communication. ©NASA.*



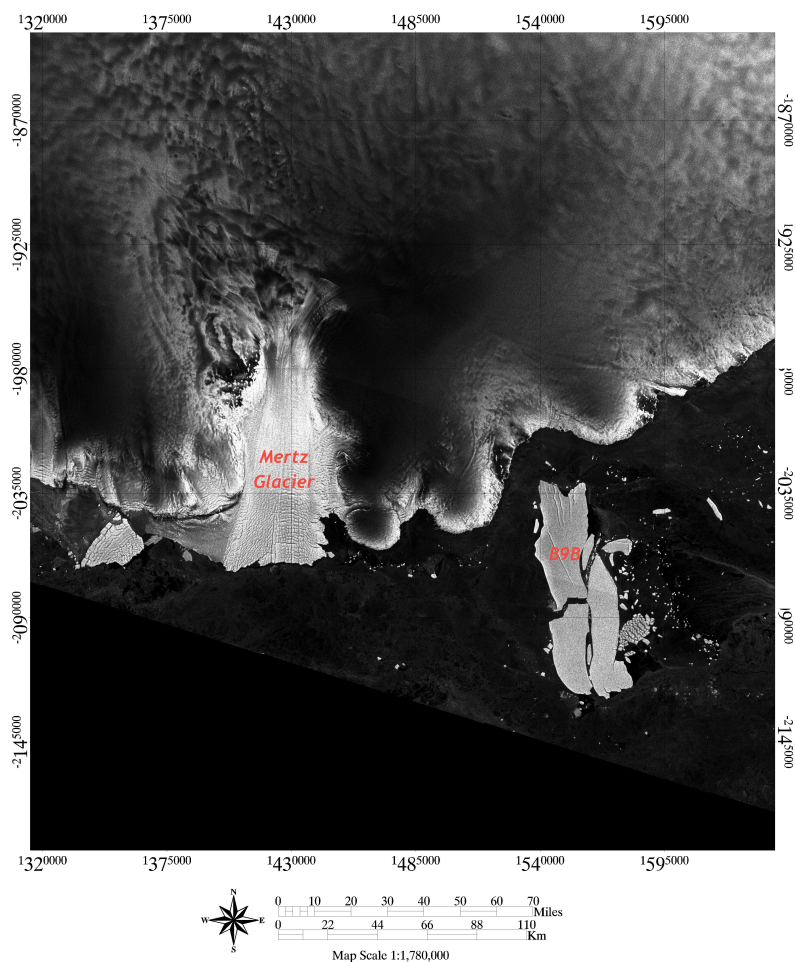


FIGURE 6.7 – Image Envisat ASAR WSM du 6 Septembre 2011. ©ESA-ASAR.

marée principalement) en énergie de surface entraînant l'ouverture du rift. Pour clore ce bilan d'énergie, il faut prendre en compte le regel et le *ice mélange* présent dans le rift qui constitue un liant. Pour fermer le bilan, cette énergie est rendue à l'océan par le vêlage d'icebergs et leur désintégration sur les hauts fonds (cf. Figure 6.7).

### *g- Devenir de la polynie du Mertz*

Pour l'instant il est difficile de conclure sur les conséquences du vêlage du glacier sur l'activité polynique. L'iceberg B09B reste placé devant la polynie et bloque l'export de banquise à cet endroit.

Grâce à la mise en place d'un modèle régional ROMS-Mertz prenant en compte la cavité sous le glacier Mertz, [Cougnon et al. \(2011\)](#), ont pu mettre en évidence une corrélation entre l'activité des polynies et la formation/export d'eau dense. La polynie favoriserait

donc l'export d'eau dense à travers le seuil Adélie. De même, en fonction de l'activité polynique, les processus de fonte-regel sous la langue de glace seraient plus ou moins forts.

## 2.2 Perspectives techniques

Pour palier au manque de données GPS de ce projet, nous avons décidé de développer la précision des traitements GPS. Le logiciel GINS nous permet aujourd'hui d'avoir une précision centimétrique sur nos positions. Ce type de signal n'était dans le passé accessible que grâce à des enregistrements sismologiques. La facilité d'utilisation des récepteurs GPS et leur accès va permettre d'ouvrir de nouvelles perspectives et multiplier les installations et donc les enregistrements. De plus, il est aujourd'hui possible de traiter avec GINS des données issues de la constellation GLONASS ([Marty et al. \(2012\)](#)). On peut donc imaginer retraiter les données et intégrer ces nouvelles informations pour palier à des potentielles absences de passages des satellites pour certaines époques. Enfin, les récepteurs GPS offrent dorénavant des capacités d'enregistrements permettant d'obtenir des séries temporelles à plus haute fréquence.

Les balises GPS telles qu'elles ont été développées dans le cadre du programme CRAC-ICE sont aujourd'hui utilisées sur le glacier Totten par l'équipe de Chris Watson (Université de Tasmanie). Une grande part du développement effectué concerne le système de communication via iridium. On peut maintenant imaginer la mise en place de balises GPS dans d'autres régions polaires telles qu'elles ont été déployées dans notre programme et qui seraient adaptées aux conditions de froid extrêmes.

Les autres développements en perspectives concernent la mise en place d'une nouvelle éolienne. Celle ci a été conçue par l'IPEV pour palier aux faiblesses des Forgen 500 que l'on avait déjà installées. En effet, ces éoliennes ont montré une faible résistance aux vibrations induites par les rafales de vent et se sont détachées de leur socle systématiquement. 4 prototypes devraient être testés lors de la prochaine mission.

Un dernier aspect des perspectives techniques est lié à l'automatisation des chaînes de traitement GINS. Le but à terme serait de mettre en place un site web permettant la visualisation des positions des balises calculées via une chaîne de traitement automatisée. Ce système opérationnel permettrait donc de suivre en "direct" les variations de position de chaque balise, d'anticiper un éventuel vélage et de faciliter les opérations logistiques

pour l'entretien des balises ou la récupération des données.

## 2.3 Missions et projets en cours

La prochaine mission CRAC-ICE va avoir lieu en Octobre-Novembre 2011. Lors de cette mission, nous espérons pouvoir avoir accès au front du glacier et y faire des mesures de bathymétrie. Ces mesures pourront être utilisées par les modèles régionaux développés autour du glacier.

La position de la ligne d'échouage a été déduite des profils InSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar), mais il reste encore des incertitudes sur la description de la **zone d'échouage**. Nous allons donc tenter d'installer des "chapelets" de GPS le long de cette zone, durant des sessions courtes d'une journée et revenir le lendemain pour les redéplacer à un autre endroit. Cette mécanique permettra de mesurer les mouvements liés à la marée, d'en déduire le module de Young pour ce type de déformation grande échelle (*Vaughan (1995)*) et de tracer des profils de vitesse (que l'on pourra ensuite comparer aux profils déduits des images SPOT).

Depuis 2009, notre mission est accompagnée à bord par la mission ArLiTA (ARchitecture de la Lithosphère de Terre Adélie<sup>3</sup>, *Bascou et al. (2011)*). Ce programme piloté par Jérôme Bascou (Université de Saint Etienne) a débuté en octobre 2009 et vise à la caractérisation des structures et de la déformation de la lithosphère néoarchéenne et paléoprotérozoïque en Terre Adélie et George V Land (Antarctique 135°E à 145°E). Les sismographes installés en 2009 dans le cadre de ce programme ont permis l'enregistrement du vêlage du glacier Mertz de Février 2010 et le déplacement des icebergs dans la région. Nous avons donc entamé une coopération avec ces équipes afin de caractériser les processus glaciologiques enregistrés.

Enfin, des études océanographiques sont toujours en cours dans cette région. L'équipe de Steeve Rintoul (CSIRO, *Rintoul (2007)*), et de Marie-Noëlle Houssais (LOCEAN, *Lacarra et al. (2011)*) effectuent régulièrement des mesures océanographiques pour caractériser la circulation des masses d'eau et suivre l'évolution de la plongée d'eau profonde. Ces résultats apporteront des informations précieuses sur le devenir et l'évolution des polynies en Antarctique. Pour compléter ces informations, l'équipe de A. Jenkins (British Antarctic Survey) vient de mettre en place un proposal en collaboration avec B. Legrésy

---

3. <http://dossier.univ-st-etienne.fr/arlita/www/>

et l'IPEV pour explorer la partie basale du glacier à l'aide d'un véhicule autonome sous marin (AUV) (*Jenkins et al. (2010)*). Ce système permettrait entre autres de mieux caractériser la circulation océanique dans la cavité et les échanges océan-glace (pour en déduire les zones de fonte/regel basales).



# CONCLUSION

*Quelquefois, hasarder des réponses est seulement une manière d'éclaircir pour soi-même des questions*

**Alessandro Baricco**

Les principaux objectifs de ce travail de thèse ont consisté à étudier, dans le cadre du programme CRAC-ICE, les processus de fracturation, déformation et de vêlage d'iceberg en Antarctique. Pour cela, nous nous sommes concentrés sur l'observation du glacier Mertz, situé en Antarctique de l'Est sur la côte George V, par la mise en place d'une série de campagnes d'observation. L'ensemble des données collectées nous a permis de suivre la fracturation de ce glacier, ainsi que son vêlage qui a eu lieu en Février 2010.

Le glacier Mertz a été longtemps méconnu et tardivement cartographié. Dans le cadre de cette thèse, nous avons mis en place une banque de données constituée à la fois d'images satellite basses (Landsat, Modis, ASAR) et haute résolution (SPOT), de mesures GPS issues de campagnes d'observation, et de profils radar (ICECAP). L'ensemble de ces données nous permet désormais de suivre l'évolution du glacier Mertz avec une bonne précision temporelle et d'avancer dans la description du *système Mertz*.

Par ailleurs, nous avons développé une série d'outils, à la fois en traitement de données GPS (GINS-IPPP) et en modélisation océanique. Le traitement GPS GINS-IPPP nous permet dorénavant d'avoir une précision de l'ordre de 2 cm en verticale sur nos positions à l'aide d'un traitement en positionnement absolu. Ce type de précision est comparable à des traitements en Double Différence et offre de nombreux avantages pour le traitement de données GPS en Antarctique.

En plus de ces outils de traitement, les travaux effectués sur le glacier Mertz ont poussé

au développement de deux modèles océanographique dans la région. Le premier modèle barotrope TUGO-Mertz, développé par Laurent Testut, Clément Mayet et Florent Lyard (LEGOS, [Mayet et al. \(2012\)](#)) prend en compte la position de la langue de glace, mais aussi la position des icebergs dans la région. Le second, ROMS-Mertz, principalement développé par Ben Galton-Fenzi et Eva Cougnon (Université de Tasmanie, [Cougnon et al. \(2011\)](#)) s'intéresse à l'évolution de la polynie et les échanges de masses d'eau induits par la présence de la langue de glace. Ces deux modèles sont toujours en cours de développement et d'amélioration grâce à l'ensemble des données qui sont collectées à travers le campagnes océanographiques et une avancée dans la connaissance de la bathymétrie (notamment sous la langue de glace).

Le glacier Mertz est constitué d'une langue de glace flottant sur l'eau. Comme nous l'avons présenté au cours de ce manuscrit, les glaciers émissaires sont fortement influencés par les interactions mécaniques avec l'océan.

La première partie des résultats de ces travaux, présentée sous forme d'une publication, nous a permis de mettre en évidence les processus de petite échelle temporelle (de quelques minutes à quelques heures) issus de ses interactions. Ces résultats sont principalement basés sur la précision de nos traitement GPS mais aussi sur l'élimination des signaux parasites. L'enregistrement d'oscillations de la langue de glace a déjà été observé par le passé ([Jeffries \(1985\)](#)) mais l'utilisation de récepteurs GPS constitue une première. Dans le but de déterminer l'origine de ces signaux, nous avons utilisé un modèle de poutre élastique (dit aussi Poutre *d'Euler Bernoulli*) et calculé les fréquences fondamentales dans le cas de vibration dans le sens longitudinal, en travers de la langue ou en considérant deux parties séparées par un rift. Les résultats nous montrent que la langue de glace vibre sous l'effet de forçage petite échelle et que les vibrations en travers de l'écoulement représentent une source de fracturation. De plus, les vibrations enregistrées dans ces gammes de fréquence sont principalement forcées par la houle et les ondes d'Infra-Gravité ([Bromirski et al. \(2010\)](#)).

Dans le Chapitre 5, notre étude se concentre sur l'impact de la marée sur les mouvements grande échelle temporelle de la langue de glace. Ces aspects sont discutés en détail sous la forme d'une publication en cours de soumission à *Journal of Geophysical Research*. L'analyse des enregistrements de nos récepteurs GPS montrent un effet de la marée sur l'ouverture de la crevasse principale du glacier, sur sa flexion, mais aussi sur



son écoulement. Les courants de marée constituent la première source de modulation de l'ouverture du rift, se développant perpendiculairement à sa direction. De plus, [Legresy et al. \(2004\)](#) ont démontré que les courants provoquaient une flexion de la langue de glace, modulant la vitesse d'écoulement du glacier. Cet effet a ensuite été modifié via l'ouverture du rift, diminuant ainsi son moment. Hors, nous avons observé que la hauteur de marée module la vitesse d'écoulement du glacier, et nos analyses via l'utilisation d'un modèle basé sur l'étude de [Gudmundson \(2007\)](#) montrent que cet effet est également dépendant du développement des crevasses. Nous avons finalement déterminé deux schémas de modulation de la vitesse d'écoulement, un premier avant l'ouverture du rift ouest et donc de la dé-solidarisation des deux parties de la langue de glace, et un second après cette ouverture. Dans le premier cas les courants de marée sont les principaux modulateurs de l'écoulement, tandis que dans le second cas, l'amplitude de marée est le principal acteur. Ces résultats mettent en relief les liens forts existants entre les perturbations océaniques telles qu'une montée du niveau de la mer et le devenir des plates formes de glace, mais aussi l'imbrication et la complexité de ces processus.

Par ailleurs, au cours de ces études, nous avons aussi pu poser le problème de l'élasticité de la glace, concernant ses modes de calcul et ses conditions d'application. Il est aujourd'hui toujours difficile de pouvoir décider d'une valeur à utiliser pour calculer les déformations élastiques de la glace. En général, sa valeur est paramétrisée afin de la rendre plus proche des observations. Mais cette intervention sous entend qu'il manque des informations dans les modèles que l'on utilise. Sa détermination reste donc une clé dans l'avancée de la recherche en glaciologie.

*Le vêlage du glacier Mertz ?* Nous avons pu assister à cet évènement et le suivre en "direct". Au travers de ce manuscrit, nous avons mentionné la question des lois de vêlage telles qu'elles sont abordées aujourd'hui. Les principaux points repris sont à la fois la flottaison du glacier ainsi que les stress associés à ces processus de flottaison. Concernant notre cas d'étude, les processus déterminés comme intervenants dans l'initiation et la propagation de crevasse sont à la fois la fatigue liée à la houle, les effets de marée et l'impact d'iceberg. Ces paramètres sont prépondérants et liés à la fois à la bathymétrie, la circulation générale/régionale ainsi que le vêlage des glaciers adjacents. Mais ils restent pour l'instant absents de ces modèles.

L'objectif principal de cette caractérisation consistait à comprendre les effets du vêlage de l'iceberg sur le comportement du glacier en amont, puis de la calotte. La perte d'une

partie de nos données ne nous permet pas pour l'instant de conclure. Cependant, il est important de noter que ce point constitue un des chaînons manquant et clé des liens entre le climat (i.e. élévation du niveau de la mer, augmentation des précipitations, réchauffement, modification des courants grande échelle,...) et le devenir des calottes polaires.

# ANNEXE



# A - THÉORIE GPS

## 1. Les observables GPS

Le contenu de cette partie fait essentiellement référence au livre « GPS localisation et navigation » de *Botton et al. (1998)*. Le système de positionnement précis qu'est le GPS a été mis en place par la défense des Etats-Unis et utilisés pour la première fois pendant la guerre du Golfe. Ses 27 satellites orbitent sur 6 plans orbitaux afin d'assurer une bonne visibilité partout sur la Terre. Son principe fondamental repose sur la triangulation (cf. Figure A.1) : si l'on est capable de déterminer avec précision la distance d'un point à au moins trois satellites, on peut connaître la position exacte du point.

Pour connaître cette distance, le satellite va communiquer vers le récepteur selon deux observables : les mesures de code et les mesures de phase.

La différence de temps entre l'émission de ce signal par le satellite et sa réception par le récepteur correspond à leur distance. Mais une inconnue se rajoute au système d'équation : la différence d'horloge entre l'émetteur et le récepteur.

Donc la première question à laquelle doit répondre ce système est :

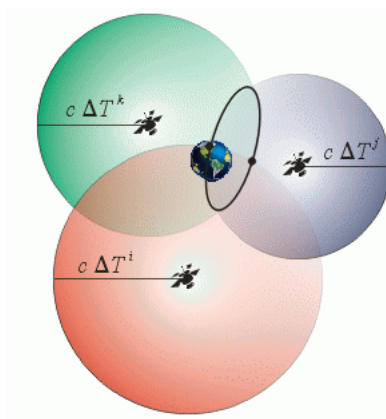


FIGURE A.1 – *Système de triangulation en GPS*

*Quelle heure est-il ?*

On appelle ici les équations de mesures GPS pour les observables élémentaires qui sont les mesures de code et de phase. Ces mesures sont effectuées sur une ou plusieurs fréquences  $\lambda_i$ ,  $i = 1, 2, \dots$  par des récepteurs multicanaux qui reçoivent simultanément les signaux émis par les différents satellites GPS en visibilité. On utilisera les notations usuelles  $\lambda_i$  pour les fréquences et  $\lambda_i$  pour la longueur d'onde de l'onde  $i$ . Chaque satellite est doté d'une horloge atomique embarquée assurant une grande stabilité à sa référence temporelle.

Le satellite va générer une fréquence fondamentale qui va se partager en deux ondes  $L_1$  et  $L_2$ , respectivement de longueurs d'onde 19 cm et 24.4 cm et de fréquences de 1575.421 MHz et 1227.601 MHz. Ces ondes vont ensuite être modulées par des codes pseudo-aléatoires avant d'être transmises, l'une modulée par le code C/A et P et l'autre uniquement par le code P. Le code C/A (Coarse/Acquisition Code) est modulé uniquement par une série +1 et -1 de la fréquence fondamentale (avec une longueur d'onde de 293 m). Le signal se répète ensuite toutes les millisecondes. Le code P est modulé par 10 fois la fréquence fondamentale (longueur d'onde 29.3 m) toujours avec une série de +1 et -1 et qui se répète tous les 267 jours. Le satellite fournit aussi des données de navigation avec les éphémérides du satellite (dites radiodiffusées), les corrections d'horloges du satellite, les coefficients d'un modèle ionosphérique et des informations générales sur la santé du satellite.

#### *a- Mesures de code*

La mesure de code est basée sur le principe (cf. Figure A.2) : si on mesure la durée de propagation d'un signal émis par un satellite jusqu'à son récepteur, alors on peut déterminer la distance entre les deux. Les satellites sont reconnus par le récepteur en transmettant un code propre. Le récepteur va générer une réplique à ce code en même temps que le satellite. Le décalage que doit subir la réplique afin de coïncider avec le code reçu correspond au temps de propagation qu'a pris le signal pour parcourir la distance satellite-récepteur. Cette différence de temps multipliée par la vitesse de la lumière dans le vide donne une mesure de distance. Mais une erreur de 1/1000 de secondes représentera une erreur de distance de 300 km.

La mesure de code sera donc la différence entre la date  $tr$  de réception du code GPS au niveau du récepteur (donnée en temps récepteur) et la date d'émission  $te$  de ce code (donnée en temps émetteur). On exprime cette différence en terme de pseudo-distance  $P$  ou range en multipliant par la vitesse de la lumière  $c$ . Ce qui s'exprime en tenant compte

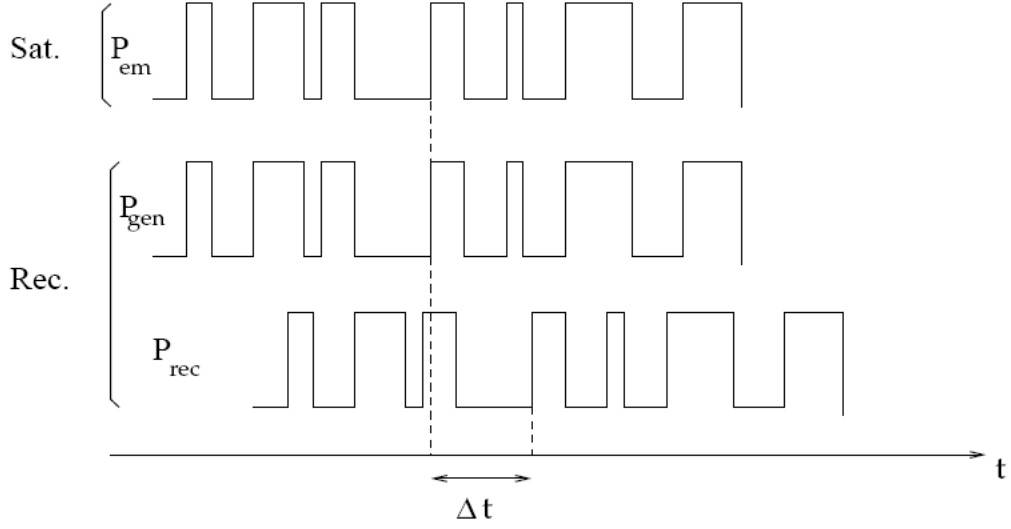


FIGURE A.2 – *Principe d'une mesure de code en GPS : ce type de mesure utilise le code (P ou C/A) généré par le satellite, qui met un temps  $\Delta t$  pour parcourir la distance entre le satellite et le récepteur. Cette durée est accessible en comparant le code émis par le satellite et reçu "en retard" par le récepteur à sa réplique simultanée (aux instabilités d'oscillateurs près) formée à l'intérieur du récepteur. On peut ensuite la convertir en une distance (appelée "pseudo-distance" car elle ne tient pas compte des retards dus à la propagation du signal à travers l'atmosphère et des erreurs d'horloge des satellites et des récepteurs), en la multipliant par la vitesse de la lumière  $c$ . Mathématiquement, cela donne le retard mesuré par le code du satellite  $j$  arrivant au récepteur  $i$ .  $P_{em}$  est émis par le satellite, et  $P_{gen}$  est généré simultanément par le récepteur. Le code est reçu sous forme  $P_{rec}$  avec le délai  $\Delta t$ . Source : [Walpersdorf \(1997\)](#).*

du bruit de mesure  $\sigma_p$  :

$$P = c(tr_r - te_e) + \sigma_p \quad (\text{A.1})$$

### *b- Mesures de phase*

La mesure de phase  $\Delta\Phi$  se fait sur les ondes porteuses (cf. Figure A.3). Elle consiste en une comparaison de la phase du signal reçu par le récepteur  $\Phi_{e_e}$  via l'antenne et de celle de la phase  $\Phi_{r_r}$  de la porteuse générée par le récepteur lui-même, réplique du signal du satellite. Le récepteur reçoit à l'instant  $t_r$  la phase du signal émis par le satellite à l'instant  $t_e$ .

On l'exprime généralement en nombre de cycles (et fractions de cycles)  $F_c$  ou en unité



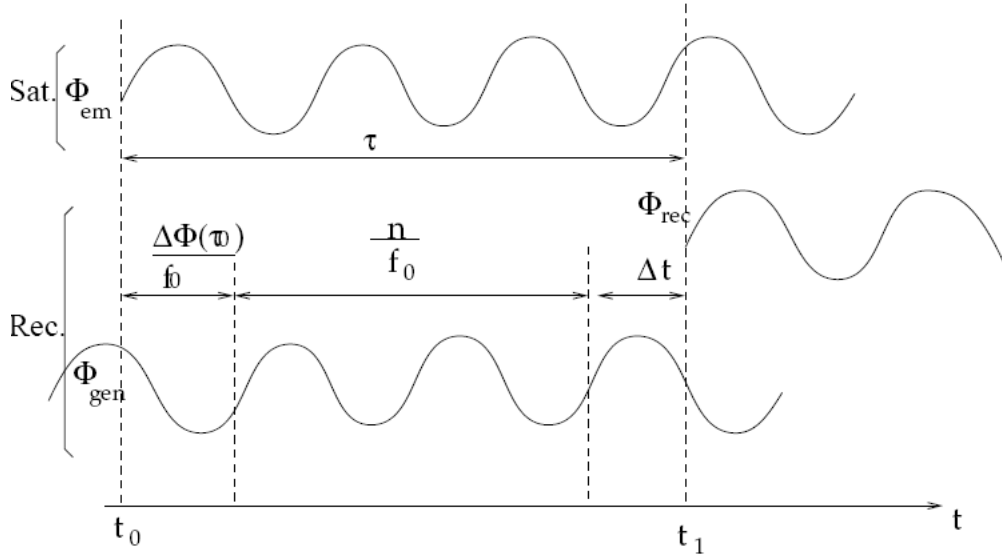


FIGURE A.3 – *Principe d'une mesure par phase en GPS. La mesure de phase consiste à comparer la phase de l'onde reçue au récepteur avec la phase d'une onde générée à l'intérieur du récepteur. Le récepteur commence à générer au temps  $t_0$  un signal  $\Phi_{\text{gen}}$  simultané du signal  $\Phi_{\text{em}}$  émis par le satellite. Les signaux ont la même fréquence supposée constante  $f_0$ , mais le décalage de phase initial à  $t_0$  est de  $\Delta\Phi(t_0)$ . Le signal émis par le satellite arrive au récepteur avec un retard  $\tau$ . Source : [Walpersdorf \(1997\)](#).*

de distance  $L$  (de bruit  $\sigma_L$ ). Les différentes expressions sont reliées par les équations :

$$\Delta\Phi = (\Phi_r - \Phi_e) + \text{bruit} \quad (\text{A.2})$$

$$F_c = \frac{\Delta\Phi}{2\pi} + \text{bruit} \quad (\text{A.3})$$

$$L = c \frac{F_c}{f} + \sigma_L = \lambda F_c + \sigma_L \quad (\text{A.4})$$

Cette mesure est reliée à la différence entre les dates de réception et d'émission à une ambiguïté  $N$  près. Il subsiste un problème : le nombre entier initial  $N$  contenu dans la distance récepteur-satellite n'est pas mesurable par le récepteur. Cette inconnue est appelée ambiguïté de phase initiale. Cependant, le récepteur est à même de compter le nombre entier de cycles  $N(t_R)$  ainsi que la partie fractionnaire cumulée depuis l'époque (ou le temps) d'observations initiales, s'il n'y a pas d'interruption dans la réception du signal. Les interruptions provoquent des sauts de cycles et sont principalement causées par les obstructions (appelées masques) entre les satellites et le récepteur (édifices, montagnes, arbres etc. ...).

### *c- Décalage d'horloge et temps de trajet*

La différence ( $tr_r - te_e$ ) qui apparait dans les équations précédentes est une différence entre deux échelles de temps récepteur-émetteur. On introduit un temps de trajet  $\tau$  du signal GPS entre l'émission et la réception en tenant compte des décalages des horloges du récepteur,  $\Delta t_r$ , et de l'émetteur  $\Delta t_e$  par rapport à un temps de référence commun (par exemple le temps GPS ou TAI), selon :

$$tr_r = tr_{gps} + \Delta t_r \quad (A.5)$$

$$te_e = te_{gps} + \Delta t_e \quad (A.6)$$

Soit

$$tr_r - te_e = tr_{gps} - te_{gps} + \Delta t_r - \Delta t_e \quad (A.7)$$

$$tr_r - te_e = \tau + \Delta t_r - \Delta t_e \quad (A.8)$$

On obtient, à partir des équations précédentes, et pour chaque fréquence  $i$  considérée :

$$P_i = c\tau_i + c\Delta t_r - c\Delta t_e + \sigma_p \quad (A.9)$$

$$L_i = c\tau_i + c\Delta t_r - c\Delta t_e - c\Delta t_e + \lambda_i N_i + \sigma_L \quad (A.10)$$

Les décalages d'horloges sont des inconnues que l'on résout (dans le cas du traitement des mesures non différenciées) ou que l'on élimine (dans le cas de traitement doubles différences). Le temps de trajet  $\tau$  du signal GPS est modélisé dans GINS comme pour n'importe quelle mesure de distance ou de différence de distance (Laser, Doris, ...). Il inclut le temps de trajet géométrique entre les centres de phase des antennes émettrices et réceptrices, auquel il faut rajouter les corrections relativistes et les retards ionosphériques et troposphériques liés à la traversée de l'atmosphère (pour les récepteurs situés au sol). On écrira donc :

$$\tau = \tau_{geom} + \tau_{iono}(f) + \tau_{tropo} + \tau_{relat} \quad (A.11)$$

Le temps de trajet est identique pour la phase et le code SAUF pour la propagation à travers le milieu ionisé constitué par l'ionosphère. En effet, on doit différencier dans ce cas la vitesse de phase du signal électromagnétique qui affecte la mesure de phase et la vitesse de groupe du signal de code qui affecte la mesure de l'onde. Dans le premier cas, on aura une avance sur la propagation de la phase et un retard sur la propagation du

code. Les deux effets dépendent de la fréquence  $f$  considérée et sont opposés au premier ordre pour le code et la phase. On obtient ainsi les équations de mesure de code et de phase complètes :

$$P(f_i) = c(\tau_{geom} + \tau_{iono}(f_i) + \tau_{tropo} + \tau_{relat}) + c\Delta t_r - c\Delta t_e + \sigma_p \quad (\text{A.12})$$

$$L(f_i) = c(\tau_{geom} - \tau_{iono}(f_i) + \tau_{tropo} + \tau_{relat}) + c\Delta t_r - c\Delta t_e + \lambda_i N_i + \sigma_L \quad (\text{A.13})$$

$$P_2 - P_1 = c(\tau_{iono2} - \tau_{iono1}) \quad (\text{A.14})$$

L'utilisation des deux fréquences permet d'éliminer les effets de retard ionosphériques dont on parlera dans la partie suivante.

## 2. Exemple de fichier RINEX

Les données des récepteurs GPS sont enregistrées dans un format binaire propriétaire. Elles sont ensuite converties dans un format RINEX (Receiver Independant Exchange) qui est un format standard. Ce format permet d'enregistrer les observations et les données de message du satellite sous la forme d'un fichier ASCII.

Type de fichiers	Contenu
<b>Fichiers des observations</b>	Données, l'époque, satellites, mesures
<b>Fichiers des données météorologiques</b>	Données, l'époque, les mesures
<b>Fichier message de navigation</b>	Données, l'époque, les paramètres de l'horloge du satellite n, les paramètres de l'orbite du satellite n les corrections ionosphériques

TABLE A.1 – *Récapitulatif des données contenues dans les fichiers RINEX. Source : [Botton et al. \(1998\)](#).*

Il permet de combiner à la fois les observations faites avec des récepteurs de marques différentes, impossible avec le format constructeur. Les données obtenues se composent d'un fichier contenant les observations, d'un fichier de données météorologiques et d'un dernier fichier avec les messages de navigation. Les traitements de données commencent avec le fichier des observations. Voici un exemple pour le GPS 4, au premier janvier 2008 (cf. Figure A.4).

Explications ligne par ligne :

```

2.11      OBSERVATION DATA      M (MIXED)      RINEX VERSION / TYPE
teqc 2007Jun25      20080214 14:59:59UTC      CPGM / RUN BY / DATE
MSXP|IAx86-PII|bcc32 5.0|MSWin95->XP|486/DX+      COMMENT
2.10      OBSERVATION DATA      M (MIXED)      COMMENT
Topcon Link      21-JAN-08 23:00      COMMENT
build July 25, 2002 (c) Topcon Positioning Systems      COMMENT
SE TPS 000000000      COMMENT
4      MARKER NAME
-Unknown-      -Unknown-      OBSERVER / AGENCY
8RIX4ZNJ4E8      -Unknown-      -Unknown-      REC # / TYPE / VERS
-Unknown-      TPSPG_A1      ANT # / TYPE
-2035134.0047 1409717.7822 -5858360.1433      APPROX POSITION XYZ
0.0000 0.0000 0.0000      ANTENNA: DELTA H/E/N
1 1      WAVELENGTH FACT L1/2
7 C1 P1 P2 L1 L2 D1 D2      # / TYPES OF OBSERV
30.0000      INTERVAL
teqc windowed: start @ 2008 Jan 1 00:00:00.000      COMMENT
teqc windowed: delta = 86400.000 sec      COMMENT
2008 1 1 0 0 0.0000000 GPS      TIME OF FIRST OBS
14      LEAP SECONDS
END OF HEADER
08 1 1 0 0 0.0000000 0 12G 1G 5G11G12G14G17G20G23G30G31R 4R19
20761099.241 20761098.6554 20761103.7904 109100331.054 8 85013250.87546
-2885.738 -2248.637
23315010.848 23315009.9584 23315015.3734 122521234.937 7 95471103.27644
-1114.733 -868.627
22940306.521 22940306.2634 22940310.1564 120552146.329 7 93936727.89345
-3767.404 -2935.610
23532841.067 23532840.7334 23532844.6284 123665945.739 7 96363083.08345
-1826.233 -1423.022
23061816.506 23061815.5894 23061820.4914 121190663.146 7 94434284.31044
-4556.004 -3550.119
23967078.431 23967077.5554 23967081.6254 125947844.953 7 98141190.67044
-3320.991 -2587.801
21365120.425 21365119.5304 21365123.8664 112274475.212 8 87486617.01146
607.922 473.697
23712906.257 23712905.2554 23712908.5444 124612172.294 6 97100398.59644
2420.749 1886.267
23569808.615 23569809.1174 23569812.9084 123860205.733 6 96514452.85644
15.416 11.996
21471591.593 21471591.9264 21471594.8374 112834002.714 8 87922612.91046

```

FIGURE A.4 – *Exemple de fichier RINEX*

1. Ligne indiquant le numéro de version, le type de fichier et le système satellite. Cette ligne est obligatoire et doit être la première ligne du fichier.
2. Nom du programme ayant créé le fichier (chaîne de 20 caractères), nom de l'agence ayant créé le fichier (chaîne de 20 caractères) et date de la création du fichier (chaîne de 20 caractères).
3. Nom de la station (chaîne de 60 caractères).
4. Numéro de la station (chaîne de 20 caractères).
5. Nom de la personne responsable de la station (chaîne de 20 caractères) et société à laquelle elle appartient (chaîne de 40 caractères).
6. Numéro de série du récepteur (chaîne de 20 caractères), type du récepteur (chaîne de

- 20 caractères) et version du software interne du récepteur (chaîne de 20 caractères).
7. Numéro de série de l'antenne (chaîne de 20 caractères), type de l'antenne (chaîne de 20 caractères).
  8. Coordonnées cartésiennes géocentriques approchées de la station (trois réels de 14 caractères dont quatre pour la partie décimale).
  9. Valeurs d'excentricité du point de référence de l'antenne par rapport au repère dont les coordonnées approchées sont celles de la ligne précédente (trois réels de 14 caractères dont quatre pour la partie décimale). La valeur de la composante verticale est la hauteur d'antenne.
  10. Facteur de longueur d'onde pour respectivement les fréquences  $L_1$  et  $L_2$  (trois entiers de 6 caractères).
  11. Nombre et type d'observable (Entier de six caractères puis 9 chaînes de deux caractères précédées de quatre espaces).
  12. Fréquence d'échantillonnage (réel de 10 caractères dont 3 pour la partie décimale)
  13. Date de la première époque de mesure (cinq entiers de 6 caractères plus un réel de 13 caractères dont 7 pour la partie décimale) suivi du système de temps GPS ou GLONASS (Système Global de Navigation Satellitaire) codé sur une chaîne de 3 caractères.
  14. Date de la dernière époque de mesure contenue dans le fichier (cinq entiers de 6 caractères plus un réel de 13 caractères dont 7 pour la partie décimale)
  15. Lignes de commentaires facultatives. Le nombre de lignes de commentaires n'est a priori pas limité mais certains logiciels de traitement n'en supportent pas un trop grand nombre.
  16. Cette ligne indique si l'époque et les mesures sont corrigées de la dérive d'horloge du récepteur. La valeur est 1 quand c'est le cas sinon 0 valeur par défaut. Le format est un entier de 6 caractères
  17. Décalage entre le temps GPS et le temps UTC (Universal Time Coordinated).
  18. Nombre de satellites pour lesquels il existe des données dans le fichier. Cette valeur est codée sur un entier de 6 caractères.
  19. Numéro du satellite et nombre de données de ce satellite pour chaque observable de la ligne 11. Le format de cette ligne est de trois espaces, une chaîne d'un caractère, un entier de deux caractères et 9 entiers de 6 caractères
  20. Ligne vide signalant simplement la fin de l'en-tête.

Après l'entête suit le bloc de mesures. La première ligne contient l'époque d'enregistrement (la date et l'heure). Suivent ensuite un flag, le nombre de satellites enregistrés à cette époque et la liste des satellites dans l'ordre où ils ont été captés par l'antenne GPS.

Les observables possibles sont :

- Mesures de phase sur  $L_1$  et  $L_2$  exprimées en nombre de cycle
- Mesure du code C/A sur  $L_1$  ( $C_1$ ) exprimée en mètres
- Mesures du code P sur  $L_1$  et  $L_2$  ( $P_1$  et  $P_2$ ) exprimées en mètres
- Mesures Doppler sur  $L_1$  et  $L_2$  ( $D_1$  et  $D_2$ ) exprimées en Hertz
- Mesures du rapport signal sur bruit sur  $L_1$  et  $L_2$  ( $S_1$  et  $S_2$ )
- Mesures Doppler des satellites Transit ( $T_1$  et  $T_2$ )





# B - RECETTE DE CUISINE : INSTALLER UN GPS EN ANTARCTIQUE

## 1. Une bonne dose de vols en hélicoptère

Il est important de préciser que toutes les balises GPS qui ont été installées ou même seulement embarquées sur l’Astrolabe, ont été conçues et reproduites tous les ans au LEGOS pendant les mois de Juin-Juillet. Le travail de conception en lui-même a été réalisé par Benoit Legrésy et Lydie Lescarmontier.

La logistique terrain prévoit la mise en place des balises depuis le bateau. Le matériel est pris en charge par un des deux hélicoptères, le personnel par l’autre. Pendant le déroulement des missions, nous sommes assistés d’un coordinateur scientifique de l’IPEV (habituellement Alain Pierre). Chaque hélicoptère réalise des allers-retours depuis le bateau d’où ils récupèrent le matériel et le carburant. Nous partons ensuite pour la position prévue et installons les balises avant de rejoindre la seconde position... Pour enfin revenir sur le bateau. La logistique de travail sur un glacier suggère d’avoir quelques réflexes particuliers... Une fois que la position de la balise à installer est proche, nous faisons une première vérification à l’oeil nu de l’absence de crevasses qui n’auraient pas été détectée sur les images satellites au préalable. Un premier appareil se pose au sol, moteur toujours en route, et une première personne descend, encordée à une autre toujours dans l’appareil, et sonde le terrain autour. Une fois que le terrain est sondé, le second appareil se pose et l’ensemble du matériel est sorti et déposé.

## 2. Refrigération du matériel (et du personnel)

- Pour installer une balise GPS, la première étape consiste à disposer une corde étalon de manière à positionner les trous où seront plantés les pieds de la pyramide.

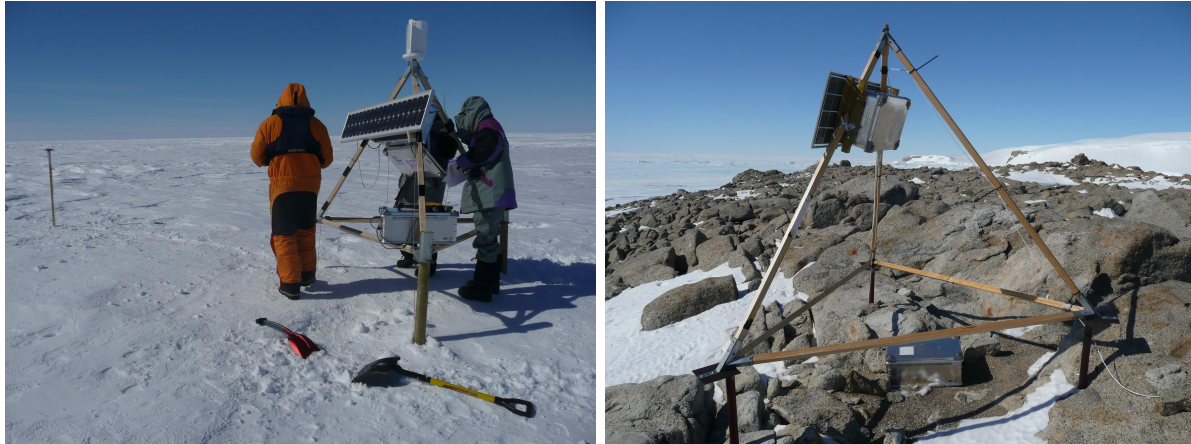
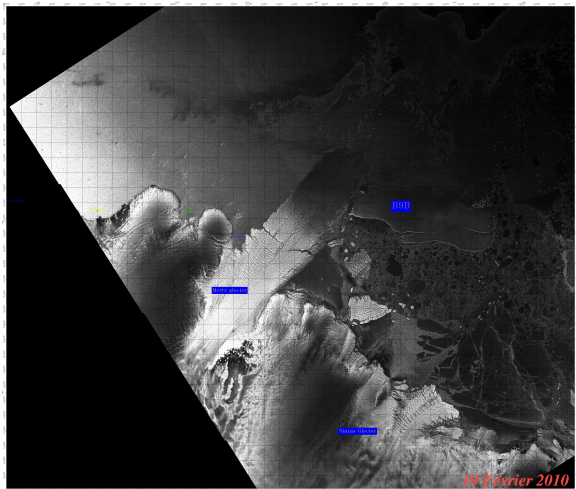
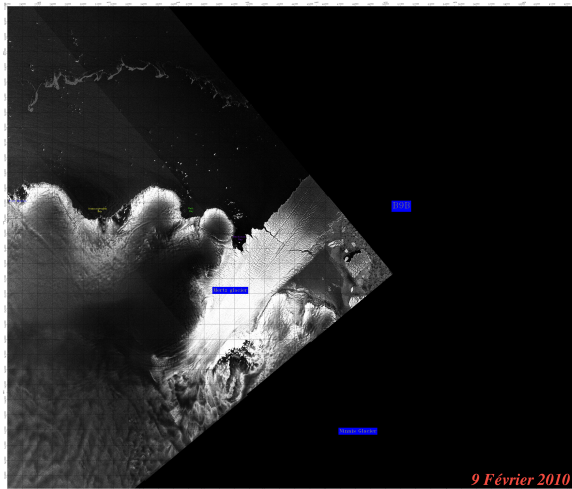
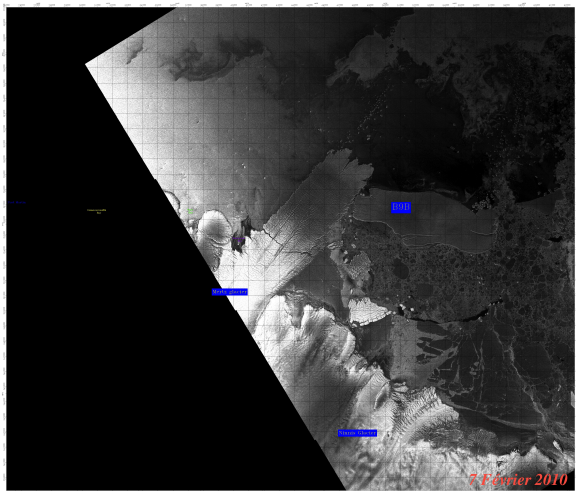
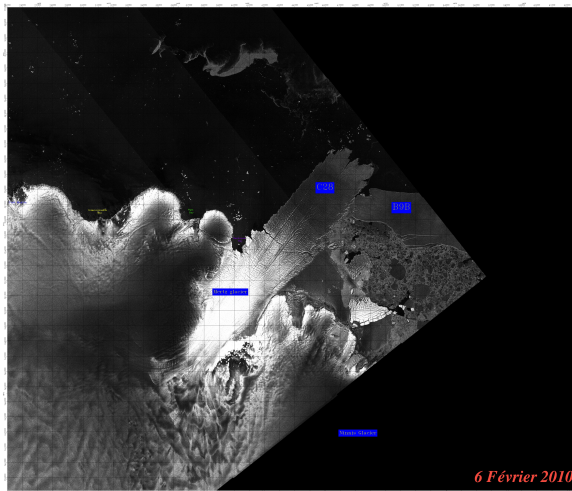


FIGURE B.1 – *Installation d'une balise GPS cinématique sur le glacier Mertz et visite de Penguin Point, station statique localisée sur un site rocheux.*

Un dernier trou est effectué à 7 m de la pyramide mettant en place le piquet qui soutiendra l'antenne GPS (de manière à éviter l'effet "masque" que pourrait avoir la pyramide sur l'antenne et à séparer les antennes GPS et iridium).

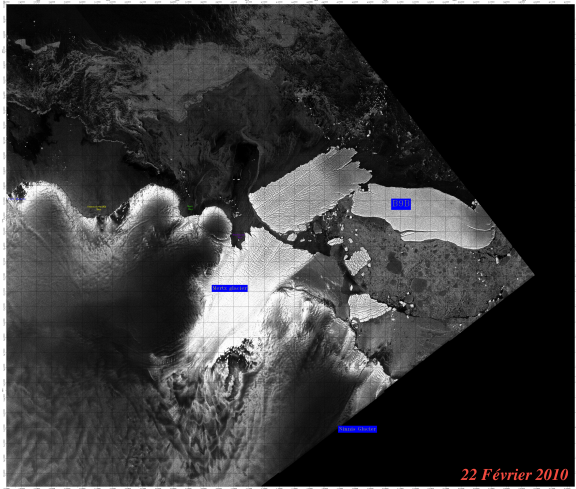
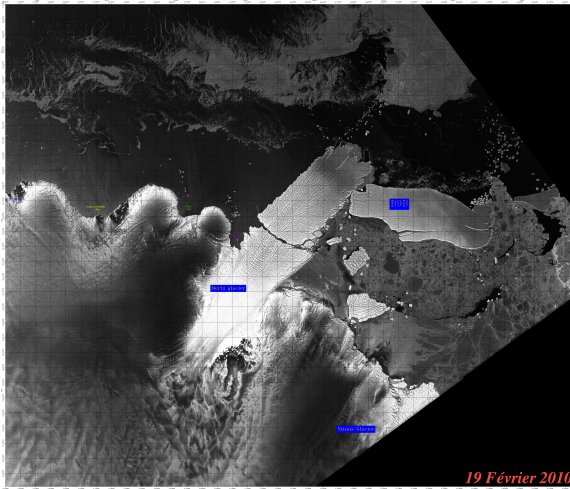
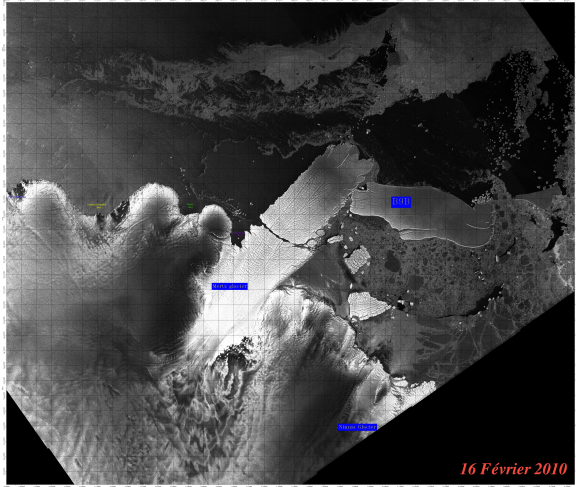
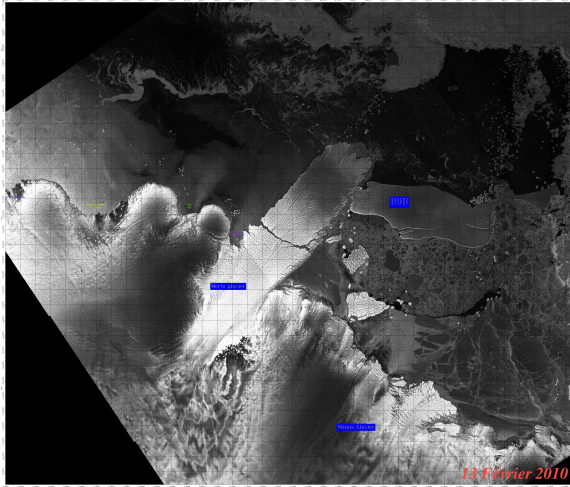
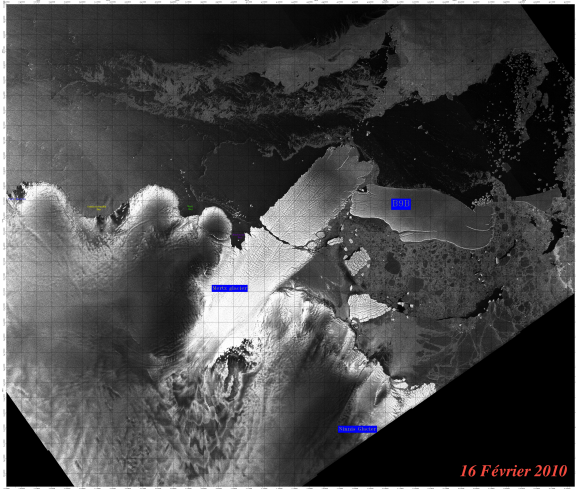
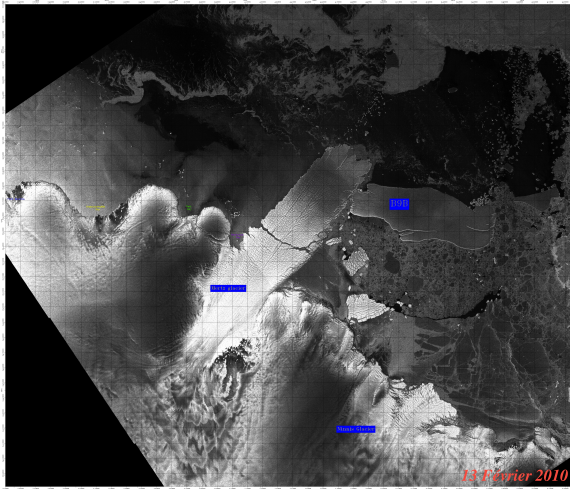
- On perce ensuite les trous à l'aide de la tarière puis on monte la pyramide, chaque partie étant attachée à l'autre par des coins.
- Des amarres équipées de manilles sont serrées à chaque extrémité supérieure de la pyramide qui est alors fixée sur les pieds (qui pourront ensuite être surélevés l'année suivante) à l'aide de manchons.
- La valise-récepteur est placée sur un des pans de la pyramide face nord-est et le panneau solaire est placé de l'autre côté.
- La valise batterie quand à elle est disposée sur un des angles de la structure, pour contrebalancer la pression du vent.
- Les câbles sont enfin tirés et serrés à l'aide de colliers (pour minimiser leur prise au vent), les antennes iridium et GPS fixées sur et le récepteur GPS mis en route.
- Enfin, on remplit une fiche terrain de manière à s'assurer que chacune des étapes a bien été remplie.

## C - SUIVI DU VÊLAGE DU GLACIER MERTZ



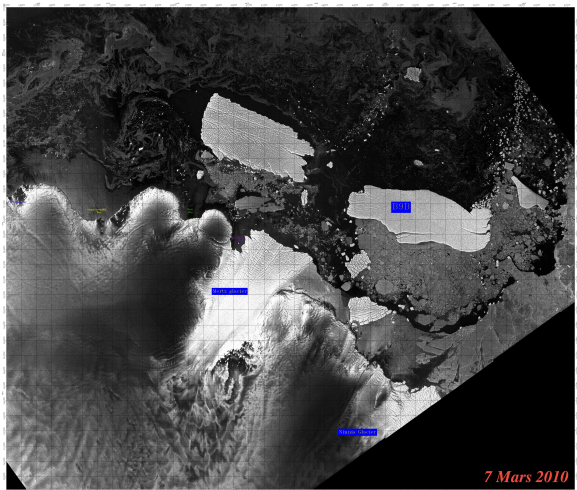
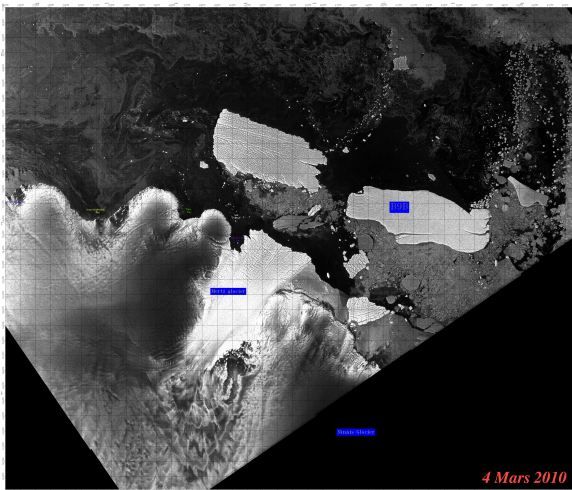
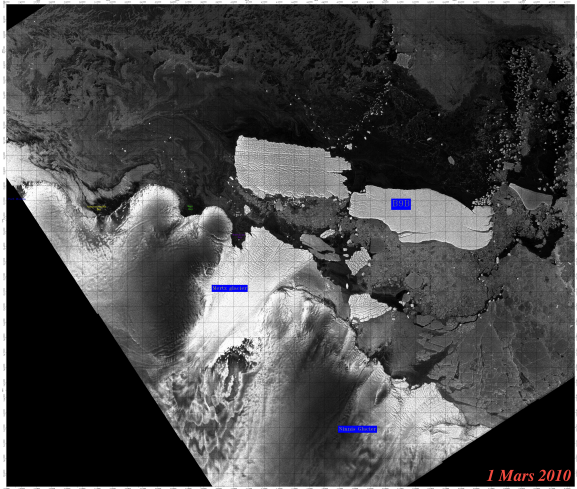
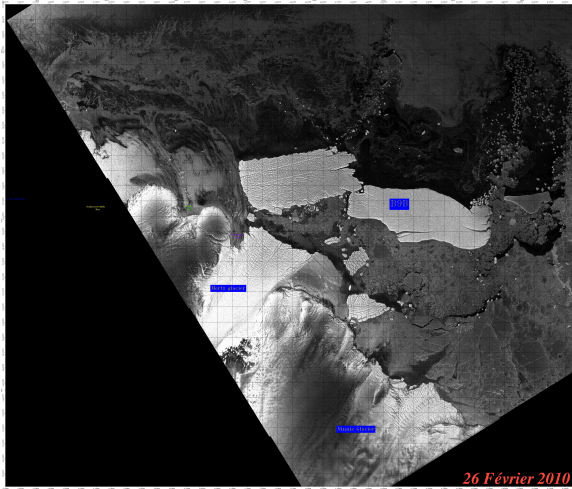
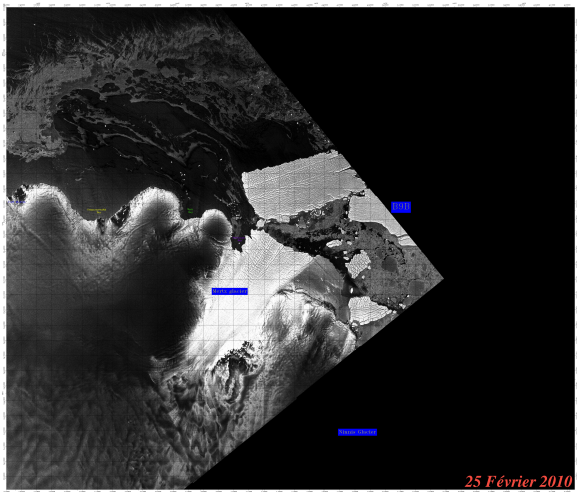
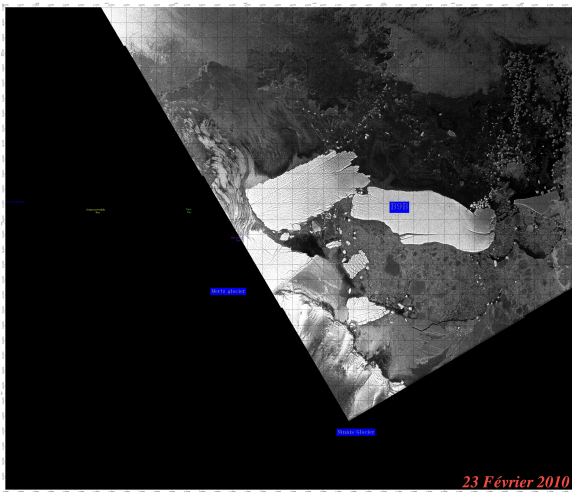






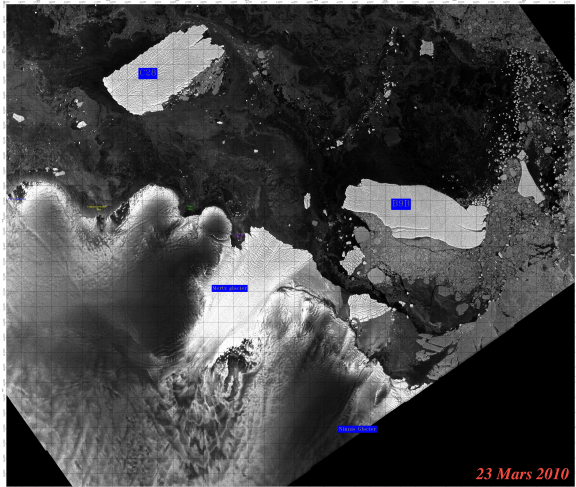
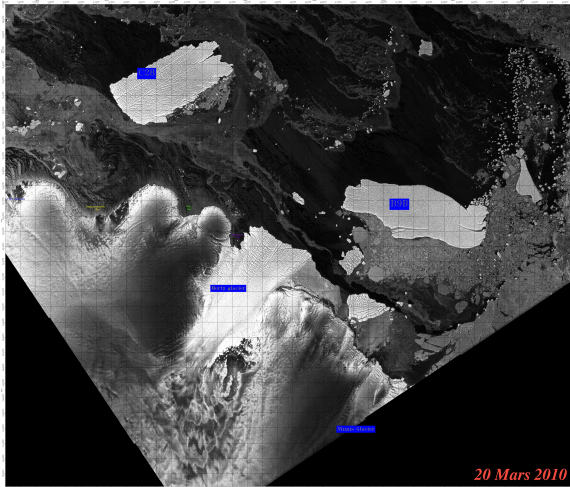
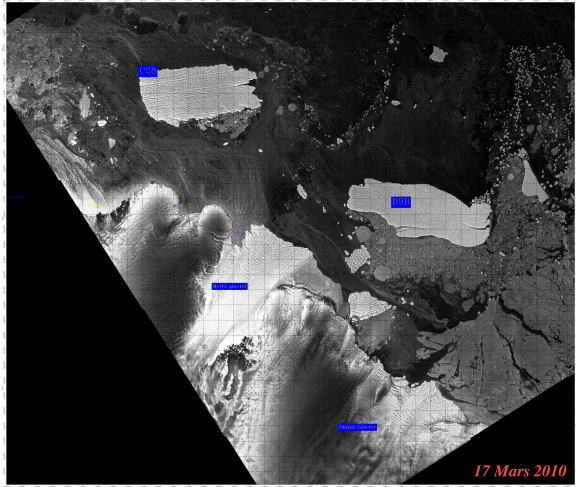
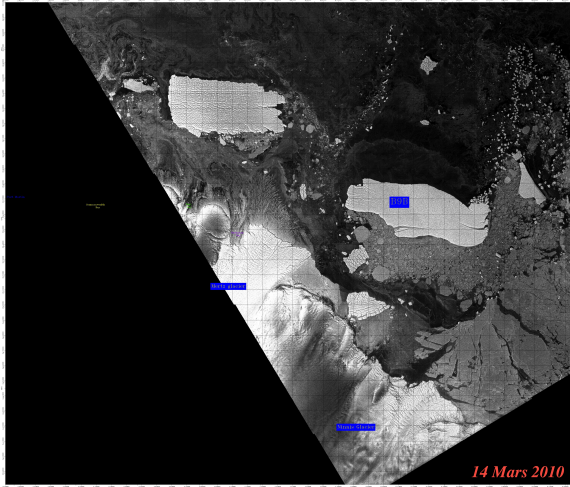
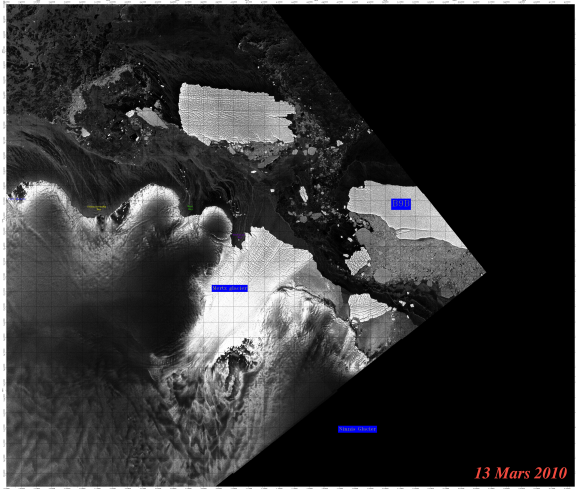
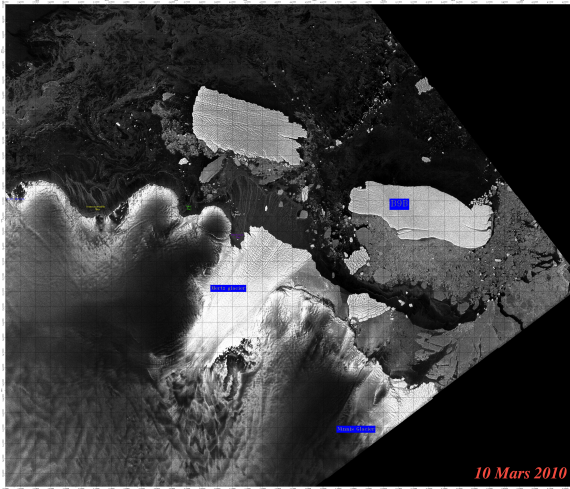




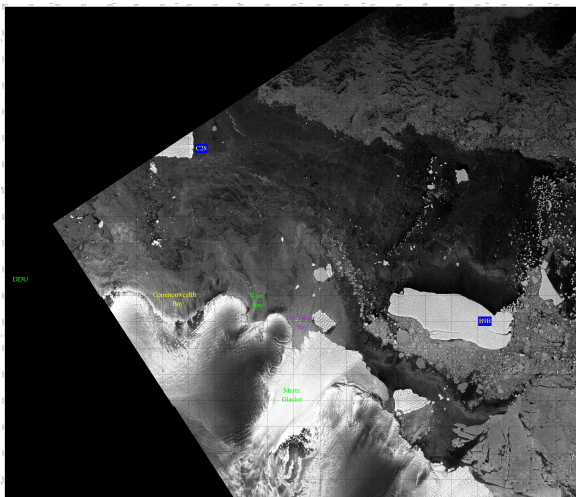
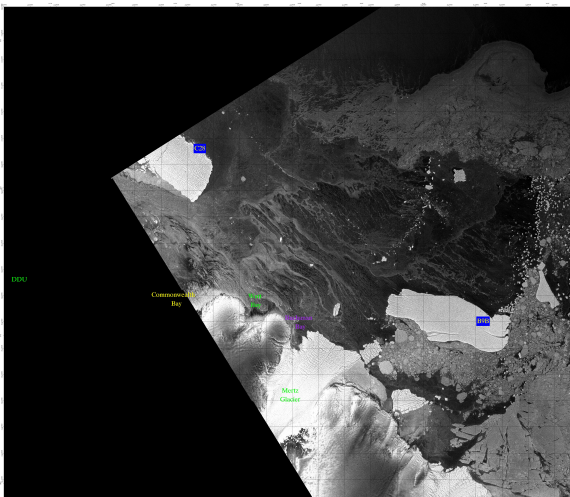
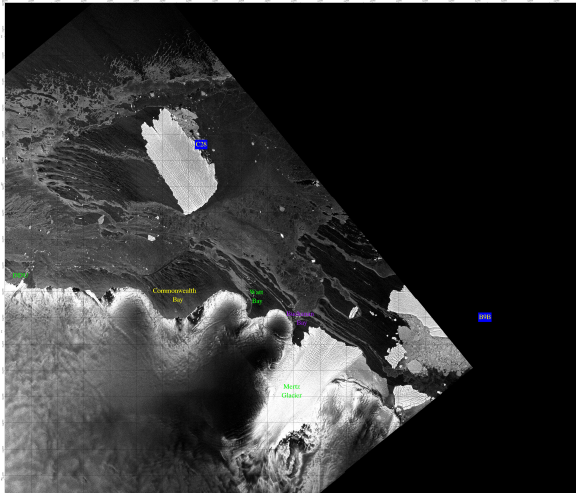
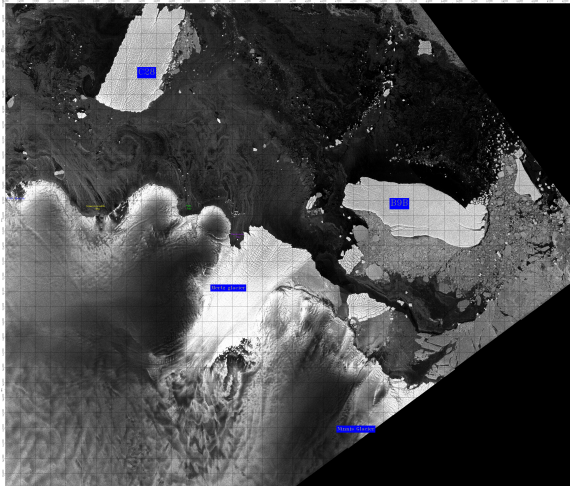
















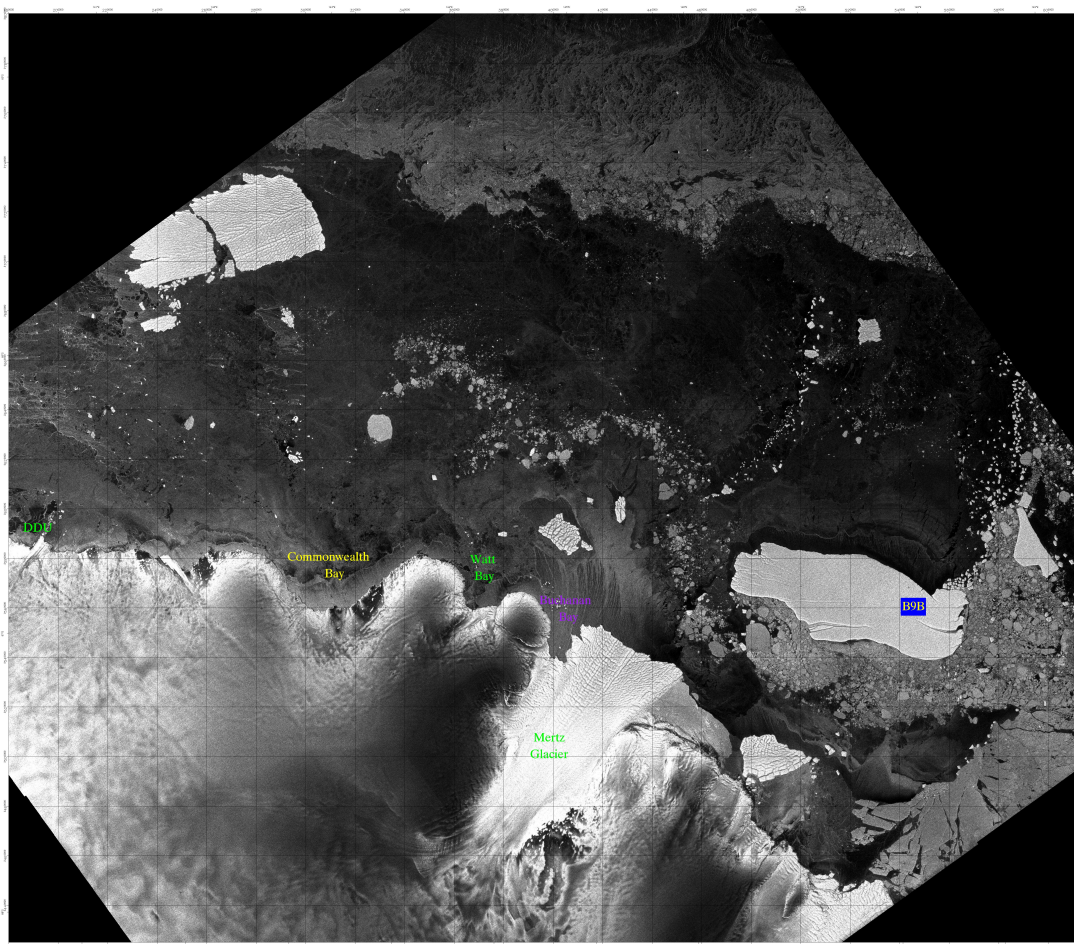


FIGURE C.1 – Série d'images ASAR du 6 Février 2010 au 11 Mars 2010. ©ESA-ASAR.





# BIBLIOGRAPHIE

- Alley, R., M. Fahnestock, and I. Joughin (2008a), Understanding glacier flow in changing times, *Science*, *322*(5904), 1061.
- Alley, R., H. Horgan, I. Joughin, K. Cuffey, T. Dupont, B. Parizek, S. Anandakrishnan, and J. Bassis (2008b), A simple law for ice-shelf calving, *Science*, *322*(5906), 1344.
- Anandakrishnan, S., and R. Alley (1997), Stagnation of ice stream c, west antarctica by water piracy, *Geophysical research letters*, *24*(3), 265–268.
- Anandakrishnan, S., R. Alley, and E. Waddington (1994), Sensitivity of the ice-divide position in greenland to climate change, *Geophysical Research Letters*, *21*(6), 441–444.
- Anandakrishnan, S., D. Voigt, R. Alley, and M. King (2003), Ice stream d flow speed is strongly modulated by the tide beneath the ross ice shelf, *Geophysical Research Letters*, *30*(7), 1361.
- Andersen, O. B., P. L. Woodworth, and R. A. Flather (1995), Intercomparison of recent ocean tide models, *J. Geophys. Res.*, *100*(C12), 282–282.
- Aoki, S., N. Bindoff, and J. Church (2005), Interdecadal water mass changes in the southern ocean between 30 e and 160 e, *Geophysical research letters*, *32*(7).
- Arrigo, K., G. Van Dijken, D. Ainley, M. Fahnestock, and M. T. (2002), Ecological impact of a large antarctic iceberg, *Geophysical Research Letters*, *29*(7).
- Barnes, P. (1987a), *Morphologic studies of the Wilkes Land continental shelf, Antarctica : glacial and icebergs effects.*, In Eittrheim, S.L. and M.A. Hampton.
- Barnes, P. (1987b), *Preliminary stratigraphy for a portion of Wilkes Land continental shelf, Antarctica : evidence from till provenance.*, In Eittrheim, S.L. and M.A. Hampton, eds. The Antarctic continental margin : geology and geophysics of offshore Wilkes Land.

Houston, TX, Circum-Pacific Concilium for Energy and Mineral Resources, 195-204. (CPCEMR Earth Science Series 5a.

Bascou, J., G. Barruol, R. Henry, Y. Rolland, and G. Duclaux (2011), The arlita project (ipev) : How to get a view of the lithosphere structures beneath the terre adélie craton (east antarctica), *International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Edinburgh, UK*.

Bassis, J. (2010), Hamilton-type principles applied to ice-sheet dynamics : new approximations for large-scale ice-sheet flow, *Journal of Glaciology*, 56(197), 497–513.

Bassis, J., H. Fricker, R. Coleman, and J. Minster (2008), An investigation into the forces that drive ice-shelf rift propagation on the amery ice shelf, east antarctica, *Journal of Glaciology*, 54(184), 17–27.

Beaman, R. J., P. E. O’Äbrien, A. L. Post, and L. De Santis (2010), A new high-resolution bathymetry model for the Terre Adelie and George V continental margin, East Antarctica, *Antarctic Science*, 23(01), 95–103.

Beckmann, A., H. Hellmer, and R. Timmermann (1999), A numerical model of the weddell sea : Large-scale circulation and water mass distribution, *Journal of Geophysical Research*, 104(23), 375–423.

Benn, D., C. Warren, and R. Mottram (2007), Calving processes and the dynamics of calving glaciers, *Earth-Science Reviews*, 82(3-4), 143–179.

Berthier, E., B. Raup, and T. Scambos (2003), New velocity map and mass-balance estimate of mertz glacier, east antarctica, derived from landsat sequential imagery, *Journal of Glaciology*, 49(167), 503–511.

Bertiger, W., S. Desai, B. Haines, A. Moore, O. S., and J. Weiss (2010a), Single receiver phase ambiguity resolution with gps data, *Journal of Geodesy*, 84(5), 5005–5017.

Bertiger, W., S. Desai, B. Haines, A. Moore, O. S., and J. Weiss (2010b), Single receiver phase ambiguity resolution with gps data., *Journal of Geodesy*, 84(5), 5005–5017.

Bindschadler, R., and L. Rasmussen (1983), *Finite-difference model predictions of the drastic retreat of Columbia Glacier, Alaska*, United States Government Printing Office, Geological Survey.

- Bindschadler, R., M. King, R. Alley, S. Anandakrishnan, and L. Padman (2003), Tidally controlled stick-slip discharge of a west antarctic ice, *Science*, *301*(5636), 1087.
- Blewitt, G. (1989), Carrier phase ambiguity resolution for the global positioning system applied to geodetic baselines up to 2000 km, *Journal of Geophysical Research Letters*, *98*(B8), 10,187–10,203.
- Blewitt, G. (2008), Fixed point theorems of gps carrier phase ambiguity resolution and their application to massive network processing : Ambizap, *Journal of Geophysical Research*, *113*.
- Boehm, J., A. Niell, P. Tregoning, and H. Schuh (2006b), The global mapping function (gmf) : A new empirical function based on data from numerical weather model data., *Geophysical Research Letters*, *33*, doi :10.1029/2005GL025546.
- Boehm, J., R. Heinkelmann, and H. Schuh (2007a), Short note : a global model of pressure and temperature for geodetic applications, *Journal of Geodesy*, *81*(10), 679–683, doi : 10.1029/2005GL025546.
- Botton, S., F. Duquenne, Y. Egel, Y. Even, and P. Willis (1998), *GPS. Localisation et navigation.*, Conseil National de l'Information Géographique. Groupe Positionnement Statique et Dynamique.
- Bouin, M. (1999), Traitement de données gps en antarctique : mouvements crustaux, rebond post-glaciaire et systèmes de référence, Ph.D. thesis, Observatoire de Paris.
- Bromirski, P., O. Sergienko, and D. MacAyeal (2010), Transoceanic infragravity waves impacting antarctic ice shelves, *Geophysical Research Letters*, *37*(2).
- Bromirski, P. D. (2009), Earth vibrations, *Science*, *324*(5930), 1026.
- Brown, C., M. Meier, and A. Post (1983), *Calving speed of Alaska tidewater glaciers, with application to Columbia Glacier*, US Dept. of the Interior, Geological Survey.
- Budd, W., and T. Jacka (1989a), A review of ice rheology for ice sheet modelling, *Annals of Glaciology*, *24*(2), 107–144.
- Budd, W., and T. Jacka (1989b), A review of ice rheology for ice sheet modelling, *Cold Regions Science and Technology*, *16*(2), 107–144.

- Carrere, L., and F. Lyard (2003), Modeling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure forcing - comparisons with observations, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(1275).
- Clarke, G. (1987), Subglacial till : A physical framework for its properties and processes, *Journal of Geophysical Research*, *92*, 9023–9036.
- Clough, J. W., and B. Hansen (1979), The ross ice shelf project, *Science*, *203*(4379), 433.
- Cougnon, E., B. Galton-Fenzi, A. Meijers, B. Legrésy, and L. Testut (2011), Modelling circulation and dense shelf water export over the adelia and mertz depressions, east antarctica, *In prep.*
- Domack, E., and J. Anderson (1983), *Marine geology of the George V continental margin : combined results of the Deep Freeze 79 and the 1911-1914 Australian expedition.*, In Oliver, R.L., P.R. James and J.B. Jago, Antarctic earth Science. Cambridge, etc., Cambridge University Press. Australian Academy of Science.
- Domack, E. W. (1982), Sedimentology of glacial and glacial marine deposits on the George V Adelie continental shelf, East Antarctica, *Boreas*, *11*(1), 79–97.
- Domingues, C., J. Church, N. White, P. Gleckler, S. Wijffels, P. Barker, and J. Dunn (2008), Improved estimates of upper-ocean warming and multi-decadal sea-level rise, *Nature*, *453*(7198), 1090–1093.
- Dow, J. M., R. E. Neilan, and C. Rizos (2009), The international GNSS service in a changing landscape of global navigation satellite systems, *Journal of Geodesy*, *83*(3), 191–198.
- Egbert, G. D., and S. Y. Erofeeva (2002), Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, *19*(2), 183–204.
- Fischer, U., and G. Clarke (1997), Stick slip sliding behaviour at the base of a glacier, *Annals of Glaciology*, *24*, 390–396.
- Fischer, U., P. Porter, T. Schuler, A. Evans, and G. Gudmundson (2001), Hydraulic and mechanical properties of glacial sediments beneath unteraargletscher, switzerland : Implications for glacier basal motion, *Hydrological Processes*, *15*, 3525–3540.
- Frezzotti, M., A. Cimbelli, and J. Ferrigno (1998), Ice-front change and iceberg behaviour along oates and george v coasts, antarctica, 1912-96, *Annals of Glaciology*, *27*, 643–650.

- Fricker, H., R. Coleman, and J. Minster (2005), Episodic propagation of a rift on the amery ice shelf, east antarctica, *Geophysical Research Letters*, *32*(6), L06,502.
- Funk, M., and H. Röthlisberger (1989), Forecasting the effects of a planned reservoir that will partially flood the tongue of unteraargletscher in switzerland, *Annals of Glaciology*, *13*, 76–80.
- Gallée, H., and G. Schayes (1992), Dynamical aspects of katabatic wind evolution in the antarctic coastal zone, *Boundary Layer Meteorology*.
- Galton-Fenzi, B. (2009), Modelling ice-shelf/ocean interaction, Ph.D. thesis, University of Tasmania.
- Ge, M., G. Gendt, M. Rothacher, C. Shi, and J. Liu (2008), Resolution of GPS carrier-phase ambiguities in precise point positioning (PPP) with daily observations, *Journal of Geodesy*, *82*(7), 389–399.
- Geng, J., X. Meng, A. H. Dodson, and F. N. Teferle (2010), Integer ambiguity resolution in precise point positioning : method comparison, *Journal of Geodesy*, pp. 1–13.
- Glen, J. (1952), Experiments on the deformation of ice, *Journal of Glaciology*, *2*, 111–114.
- Goodman, D., and R. Holdsworth (1978), Continuous surface strain-measurements on sea ice and on eribus glacier tongue, mcmurdo sound, antarctica, *Antarctic Journal of the United States*, *13*(4), 67–70.
- Grinsted, A., J. Moore, and S. Jevrejeva (2004), Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series, *Nonlinear processes in Geophysics*, *11*(5-6), 561–566.
- Gudmundson, G. (2006), Fortnightly variation in the flow velocity of rutford ice stream, west antarctica, *Nature*, *444*, 1063–1065.
- Gudmundson, G. (2007), Tides and flow of rutford ice stream, west antarctica, *Geophysical Research Letters*, *112*.
- Gudmundson, G. (2011), Ice-stream response to ocean tides and the form of the basal sliding law, *The Cryosphere*, *5*, 259–270.
- Gui, E., and V. Squire (1989), Random vibration of floating ice tongues, *Antarctic Science*, *1*(2), 157–163.

- Guttenberg, N., D. Abbot, J. Amundson, J. Burton, L. Cathles, D. MacAyeal, and W. Zhang (2011), A computational investigation of iceberg capsize as a driver of explosive ice-shelf desintegration, *Annals of Glaciology*, 52(59), 49–55.
- Hellmer, H., S. Jacobs, and A. Jenkins (1998), Oceanic erosion of a floating antarctic glacier in the amundsen sea., *Ocean, Ice, and Atmosphere : Interactions at the Antarctic continental margin (S Jacobs, R Weiss, eds) Antarctic Research Series, AGU, Washington DC, USA*, pp. 75–319.
- Helm, K. (2008), Decadal ocean water mass changes : global observations and interpretation, Ph.D. thesis, Institute for Antarctic and Southern Ocean studies, University of Tasmania.
- Herring, T., and G. Schubert (2009), *Geodesy. Treatise of Geophysics*, Elsevier.
- Holdsworth, G. (1969), Flexure of a floating ice tongue.
- Holdsworth, G. (1977), Some mechanisms for the calving of icebergs, *Proceedings Iceberg Utilization, AA Husseiny (ed.)*, Pergamon Press, pp. 160–175.
- Holdsworth, G. (1985), Some effects of ocean currents and wave motion on the dynamics of floating glacier tongues, *Oceanology of the Antarctic continental shelf. Washington, DC, American Geophysical Union*, pp. 253–271.
- Holdsworth, G., and J. Glynn (1981), A mechanism for the formation of large icebergs., *Journal of Geophysical Research*, 86, 3210–3222.
- Holland, D., and A. Jenkins (1999), Modeling thermodynamic ice-ocean interaction at the base of an ice shelf., *Journal of Physical Oceanography*, 29(8), 1787–1800.
- Holland, M., and C. Bitz (2003), Polar amplification of climate change in coupled models, *Climate Dynamics*, 21(3), 221–232.
- Humbert, A., D. Gross, R. Müller, M. Braun, R. Van de Wal, M. Van den Broeke, D. Vaughan, and W. Van de Berg (2010), Deformation and failure of the ice bridge on the wilkins ice shelf, antarctica, *Annals of Glaciology*, 51(55).
- Intergovernmental Panel on Climate Change, I. (2007), *Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press.

- Iverson, N., B. Hanson, R. Hooke, and P. Jansson (1995), Flow mechanism of glaciers on soft beds, *Science*, *267*, 3525–3540.
- Jacobs, S. (2004), Bottom water production and its links with the thermohaline circulation, *Antarctic Science*, *16*(4), 427–437.
- Jacobs, S., C. Giulivi, and P. Mele (2002), Freshening of the ross sea during the late 20th century, *Science*, *297*(5580), 386.
- Jeffries, M. (1985), Ice shelf studies off northern ellesmere island, spring 1983, *Arctic*, *38*(3), 174–177.
- Jenkins, A. (1991), A one-dimensional model of ice shelf-ocean interaction, *Journal of Geophysical Research*, *96*(C11), 20,671.
- Jenkins, A., P. Dutrieux, J. S., S. McPhail, J. Perrett, A. Webb, and D. White (2010), Observations beneath pine island glacier in west antarctica and implications for its retreat, *Nature Geoscience*, *3*(7), 468–472.
- Joughin, I., and R. Alley (2011), Stability of the west antarctic ice sheet in a warming world, *Nature Geoscience*, *4*(8), 506–513.
- Joughin, I., W. Abdalati, and M. Fahnestock (2004), Large fluctuations in speed on greenland’s jakobshavn isbrae glacier, *Nature*, *432*(7017), 608–610.
- Kern, S., G. Spreen, L. Kaleschke, S. de La Rosa, and G. Heygster (2007), Polynya signature simulation method polynya area in comparison to AMSR-E 89 GHz sea-ice concentrations in the ross sea and off the adelia coast, antarctica, for 200205 : first results, *Annals of Glaciology*, *46*(1), 409–418.
- Keys, H., S. Jacobs, and D. Barnett (1990), The calving and drift of iceberg B-9 in the Ross Sea, Antarctica, *Antarct. Sci.*, *2*(3), 243–257.
- Khazendar, A., E. Rignot, and E. Larour (2011), Acceleration and spatial rheology of larsen c ice shelf, antarctic peninsula, *Geophysical Research Letters*, *38*.
- King, M., R. Coleman, and L. N. Nguyen (2003), Spurious periodic horizontal signals in sub-daily GPS position estimates, *Journal of Geodesy*, *77*(1), 15–21.
- King, M., T. Murray, and A. Smith (2010), Non-linear responses of rutford ice stream, antarctica, to semi-diurnal and diurnal tidal forcing, *Journal of Glaciology*, *56*(195), 167–176.



- King, M., K. Makinson, and G. Gudmundson (2011), Nonlinear interaction between ocean tides and the larsen c ice shelf system, *Geophysical Research Letters*, *38*(8).
- Korona, J., E. Berthier, M. Bernard, F. Remy, and E. Thouvenot (2009), Spirit. spot 5 stereoscopic survey of polar ice : Reference images and topographies during the fourth international polar year (2007-2009), *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, *1*, 07.
- Lacarra, M., M. Houssais, E. Sultan, S. Rintoul, and H. C. (2011), Summer hydrography on the shelf off terre adélie/george v land based on the albion and ceamarc observations during the ipy, *Polar Science*, *5*, 88–103.
- Laurichesse, D., F. Mercier, J. P. Berthias, P. Broca, L. Cerri, and F. CNES (2009), Integer ambiguity resolution on undifferenced GPS phase measurements and its application to PPP and satellite precise orbit determination, *Navigation*, *56*(2), 135–149.
- Le Bars, Y., C. Lyard, F. and Jeandel, and L. Dardengo (2010a), The amandes tidal model for the amazon estuary and shelf, *Ocean Modelling*, *31*(3-4), 132–149, doi :10.1016/j.ocemod.2009.11.001.
- Le Bars, Y., F. Lyard, C. Jeandel, and L. Dardengo (2010b), The AMANDES tidal model for the Amazon estuary and shelf, *Ocean Modelling*, *31*(3-4), 132–149.
- Legresy, B., A. Wendt, I. Tabacco, F. Remy, and R. Dietrich (2004), Influence of tides and tidal current on mertz glacier, antarctica, *Journal of Glaciology*, *50*(170), 427–435.
- Lescarmontier, L., B. Legresy, R. Coleman, F. Perosanz, L. Testut, and C. Mayet (2012a), Rifting paper, *Submitted to JGR*.
- Lescarmontier, L., B. Legrésy, R. Coleman, F. Perosanz, L. Testut, and C. Mayet (2012b), Vibration of the mertz glacier ice tongue, *Journal of Glaciology*.
- Lescarmontier, L., B. Legrésy, N. Young, R. Coleman, L. Testut, C. Mayet, and P. Lacroix (2012c), Rifting processes observed on the mertz glacier, *Submitted to Journal of Geophysical Research*.
- Lewis, E., and R. Perkin (1986), Ice pumps and their rates, *Journal of Geophysical Research*, *91*(C10), 11,756.
- Lingle, C. S., T. J. Hughes, and R. C. Kollmeyer (1981), Tidal flexure of jakobshavns glacier, west greenland, *Journal of Geophysical Research*, *86*(B5), 3960–3968.

- Lliboutry, L. (1964), Sub-glacial, 'supercavitation' as a cause of the rapid advances of glaciers, *Nature*.
- Lorenzin, G. (2001), Australian Antarctic Territory Coastline 2003, *Tech. rep.*, Australian Antarctic Data Centre - CAASM Metadata (<http://data.aad.gov.au/aadc/metadata/>).
- Loyer, S. (Janvier 2007), *Traitement de données GPS avec GINS*.
- Lyard, F., F. Lefevre, T. Letellier, and O. Francis (2006a), Modelling the global ocean tides : modern insights from fes2004, *Ocean Dynamics*, 56(5-6), 394–415.
- Lyard, F., F. Lefevre, T. Letellier, and O. Francis (2006b), Modelling the global ocean tides : modern insights from FES2004, *Ocean Dynamics*, 56(5), 394–415.
- Lynch, D. R., and W. G. Gray (1979), A wave equation model for finite element tidal computations, *Computers & Fluids*, 7(3), 207–228.
- Marshall, S., and P. Clark (2002), Basal temperature evolution of north american ice sheets and implications for the 100-kyr cycle, *Geophysical Research Letters*, 29(24), 2214.
- Marty, J., et al. (2012), Gins : The cnes-grgs gnss scientific software, *Accepted in 3rd International Colloquium Scientific and Fundamental Aspects of the Galileo Programme, ESA Proceedings WPP326*.
- Massom, R. (2003), Recent iceberg calving events in the ninnis glacier region, east antarctica, *Antarctic Science*, 15(2), 303–313.
- Massom, R., K. Hill, V. Lytle, A. Worby, P. M., and I. Allison (2001), Effects of regional fast ice and iceberg distribution on the behaviour of the mertz glacier polynya, east antarctica, *Annals of Glaciology*, 33, 391–398.
- Massom, R., K. Hill, C. Barbraud, N. Adams, A. Ancel, L. Emmerson, and M. Pook (2009), Fast ice distribution in adélie land, east antarctica : interannual variability and implications for emperor penguins aptenodytes forsteri, *In prep.*, 374, 243–257.
- Massom, R., A. Giles, H. Fricker, R. Warner, L. B., G. Hyland, N. Young, and F. A.D. (2010), Examining the interaction between multi-year landfast sea ice and the mertz glacier tongue, east antarctica : Another factor of ice sheet stability?, *Journal of Glaciology*.

- Massom, R., A. Giles, R. Warner, L. B., F. H.A., H. G., L. L., and Y. N. (2012), Impact of external factors on the mertz glacier tongue, east antarctica, prior to its 2010 calving, *Geophysical Research Letters*.
- Mayet, C., L. Testut, B. Legresy, L. Lescarmonier, and F. Lyard (2012), High resolution barotropic modeling and the calving of mertz glacier, east antarctica, *Submitted to Journal of Geophysical Research*.
- Melachroinos, S., et al. (2008), Ocean tide loading (otl) displacements from global and local grids : comparisons to gps estimates over the shelf of brittany, france, *Journal of Geodesy*, 82, 357–371.
- Mercer, J. (1978), West antarctic ice sheet and co2 greenhouse effect- a threat of disaster, *Nature*, 271(5643), 321–325.
- Motyka, R., L. Hunter, K. Echelmeyer, and C. Connor (2003a), Submarine melting at the terminus of a temperature tidewater glacier, leconte glacier, alaska, u.s.a., *Annals of Glaciology*, 36, 57–65.
- Murray, T., A. Smith, M. King, and G. Weedon (2007), Ice flow modulated by tides at up to annual periods at rutford ice stream, west antarctica, *Geophysical Research Letters*, 34(18).
- Oerlemans, J. (2001), *Glaciers and climate change*, Taylor & Francis.
- Padman, L., H. A. Fricker, R. Coleman, S. Howard, and L. Erofeeva (2002), A new tide model for the Antarctic ice shelves and seas, *Annals of Glaciology*, 34(1), 247–254.
- Pairaud, I., F. Lyard, F. Auclair, T. Letellier, and P. Marsaleix (2008), Dynamics of the semi-diurnal and quarter-diurnal internal tides in the Bay of Biscay. Part 1 : Barotropic tides, *Continental Shelf Research*, 28(10-11), 1294–1315.
- Paterson, W. (1994), *The physics of glaciers. 3rd edition*, Oxford.
- Pelto, M., and C. Warren (1991), Relationship between tidewater glacier calving velocity and water depth at the calving front, *Annals of glaciology*, 15, 115–118.
- Perosanz, F. (2007).
- Pitts, D., and L. Sissom (1977), *Schaum's Outline of theory and problems of heat transfer*, McGrawHill.

- Poetzsch, A., B. Legresy, W. Korth, and R. Dietrich (2000), Glaciological investigations of mertz glacier, east antarctica, using sar interferometry and field observations.
- Portier, L. (2010), *Suivi temporel de profils GPS en Antarctique*, Rapport de Stage de fin d'Etude ESGT.
- Potzs, A., B. Legrésy, W. Korth, and R. Dietrich (2000), Glaciological investigation of mertz glacier, east antarctica, using sar interferometry and field observations. proceeding of ers-envisat symposium. gothenburg., *ESA Publication SP-461*.
- Rabus, B., and O. Lang (2002), On the representation of ice-shelf grounding zone in sar interferograms, *Journal of Glaciology*, 48(162), 345–356.
- Ragheb, A., P. Clarke, and S. Edwards (2007), Gps sidereal filtering : coordinate and carrier phase level strategies, *Journal of Geodesy*, 81(5), 325–335.
- Ray, R. D. (1999), A global ocean tide model from Topex/Poseidon altimetry, *Tech. rep.*, memo. 209478, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, 58 pp.
- Reeh, N. (1968), On the calving of ice from floating glaciers and ice shelves, *Journal of Glaciology*, 7(50), 215–232.
- Reeh, N., E. Christensen, C. Mayer, and O. Olesen (2003), Tidal bending of glaciers : a linear viscoelastic approach, *Annals of Glaciology*, 37(1), 83–89.
- Rekhis, S. (2007), *Validation de la méthode de positionnement ponctuel précis par GNSS*, Rapport de Stage de fin d'Etude ESGT.
- Remy, R., and L. Testut (2006), Mais comment s'écoule donc un glacier ? aperçu historique, *Comptes Rendus Geoscience*, 338, 368–385.
- Rignot, E. (2002), Mass balance of east antarctic glaciers and ice shelves from satellite data, *Annals of Glaciology*, 34(1), 217–227.
- Rignot, E., J. Box, E. Burgess, and H. E. (2008), Mass balance of the greenland ice sheet from 1958 to 2007, *Geophysical Research Letters*, 35(10.1029).
- Rignot, E., I. Velicogna, M. van den Broeke, A. Monaghan, and L. J. (2011), Acceleration of the contribution of the greenland and antarctic ice sheets to sea level rise, *Geophysical Research Letters*, 38.

- Rintoul, S. (2007), Rapid freshening of antarctic bottom water formed in the indian and pacific oceans, *Geophysical Research Letters*, 34.
- Robertson, R. (2005), Baroclinic and barotropic tides in the Ross Sea, *Antarctic Science*, 17(01), 107–120.
- Robinson, W., and T. Haskell (1992), Traveling flexural waves in the erebus glacier tongue, mcmurdo sound, antarctica, *Cold regions Sciences and Technology*, 20(3), 289–293.
- Rude, V. (2010), *Profils répétés en Antarctique et changement de topographie de surface*, Rapport de Stage de fin d’Etude ESGT.
- Scambos, T., M. Dutkiewicz, J. Wilson, and B. Bindshadler (1992), Application of image cross-correlation to the measurement of glacier velocity using satellite image data, *Remote sensing of environment*, 42(3), 177–186.
- Scambos, T., J. Bohlander, C. Shuman, and P. Skvarca (2004), Glacier acceleration and thinning after ice shelf collapse in the larsen b embayment, antarctica, *Geophysical Research Letters*, 31.
- Scheduikat, M., and D. Olbers (1990), A one dimensional mixed layer model beneath the ross ice shelf with tidally induced vertical mixing, *Antarctic Science*, 2(1), 29–42.
- Schulson, E., and P. Duval (2009), *Creep and Fracture of ice.*, Lavoisier.
- Siegert, M., and J. Dowdeswell (2004), Numerical reconstructions of the eurasian ice sheet and climate during the late weichselian, *Quaternary Science Reviews*, 23, 1273–1283.
- Sikonia, W. (1982), Finite element glacier dynamics model applied to columbia glacier, alaska, *Available from Supt. of Documents, GPO, Washington DC*.
- Soubret, T. (2009), *Le traitement des données GPS des campagnes ResPyr.*, Rapport de Stage de fin d’Etude ESGT.
- Swithinbank, C., P. McClain, and P. Little (1977), Drift tracks of antarctic icebergs, *Polar Record*, 18(116), 495–501.
- Talandier, J., O. Hyvernaud, D. Reymond, and E. Okal (2006), Hydroacoustic signals generated by parked and drifting icebergs in the southern indian and pacific oceans, *International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Edinburgh, UK*.

- Timmermann, R., A. Beckmann, and H. Hellmer (2002), Simulation of ice-ocean dynamics in the weddell sea. part i : Model configuration and validation, *Journal of Geophysical Research*, 107(10.1029).
- Torinési, O., M. Fily, and G. C. (1992), Variability and trends of the summer melt period of antarctic ice margins since 1980 from microwave sensors, *American Meteorological Society*.
- Truffer, M. (1999), Till deformation beneath black rapids glacier, alaska and its implication on glacier motion, Ph.D. thesis, University of Alaska, Fairbanks.
- Tulaczyk, S. (2006), Scale independence of till rheology, *Journal of Glaciology*, 52(178), 377.
- Tulaczyk, S., W. Kamb, and H. Engelhardt (2000), Basal mechanics of ice stream b, west antarctica 1. till mechanics, *Journal of Geophysical Research*, 105(B1), 463–481.
- Van der Veen, C. (1996), Tidewater calving, *Journal of Glaciology*, 42(141), 375–385.
- Van der Veen, C. (2002), Calving glaciers., *Progress in Physical Geography*, 26, 96–122.
- Vaughan, D. (1995), Tidal flexure at ice shelf margins, *Journal of Geophysical Research*, 100, 6213–6224.
- Vieli, A., M. Funk, and H. Blatter (2001), Flow dynamics of tidewater glaciers : a numerical modelling approach, *Journal of Glaciology*, 47(159), 595–606.
- Vieli, A., J. Jania, and L. Kolondra (2002), The retreat of a tidewater glacier : observations and model calculations on hansbreen, spitsbergen, *Journal of Glaciology*, 48(163), 592–600.
- Vinogradov, O. G., and G. Holdsworth (1985), Oscillation of a floating glacier tongue, *Cold Regions Science and Technology*, 10(3), 263–271.
- Walpersdorf, A. (1997), L’observation de la tectonique active en asie du sud-est par géodésie spatiale : Un projet gps., Ph.D. thesis, Laboratoire de l’Ecole de Géologie de l’Ecole Normale Supérieure, Paris.
- Warren, C., and M. Kirkbride (2003), Calving speed and climatic sensitivity of new-zealand lake-calving glaciers, *Annals of Glaciology*, 21, 173–178.

- Warren, C., D. Greene, and N. Glasser (1995), Glaciar upsala, patagonia : rapid calving retreat in fresh water, *Annals of Glaciology*, 21, 311–316.
- Wendler, G., K. AHLNA, and C. S. Lingle (1996), On mertz and ninnis glaciers, east antarctica, *Journal oJ Glaciology*, 42(142).
- Williams, R. T., and E. S. Robinson (1980), The ocean tide in the southern ross sea, *Journal of Geophysical Research*, 85(C11), 6689–6696.
- Williams, R. T., and E. S. Robinson (1981), Flexural waves in the ross ice shelf, *Journal of Geophysical Research*, 86(C7), 6643–6648.
- Winberry, J., S. Anandakrishnan, D. Wiens, R. Alley, and K. Christianson (2011), Dynamics of stick-slip motion, whillans ice stream, antarctica, *Earth and Planetary Science Letters*.
- Wu, S., and W. Melbourne (1993), An optimal GPS data processing technique for precise positioning, *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 31(1), 146.
- Wuite, J. (2006), Spatial and temporal dynamics of three east antarctic outlet glaciers and their floating ice tongues, Ph.D. thesis, The Ohio State University.
- Zumberge, J., M. Heflin, D. Jefferson, M. Watkins, and W. F.H. (1997), Precise point positioning for the efficient and robust analysis of gps data from large networks, *Journal of Geophysical Research Letters*, 102(B3), 5005–5017.
- Zumberge, J. H. (1962), The dynamics of ice shelves1 james h. zumberge and charles swithinbank, *Geophysical monograph*, p. 197.
- Zwally, H., W. Abdalati, T. Heering, K. Larson, K., J. Saba, and S. Konrad (1992), Surface melt-induced acceleration of greenland ice-sheet flow, *Science*, 297(5579).



# TABLE DES FIGURES

1	<i>L'Aurora Australis au Cap Denison, Janvier 1912. Photo de Douglas Mawson.</i>	21
2	<i>Carte de la région Mertz dessinée lors de l'expédition de Mawson . . . . .</i>	23
1.1	<i>Les principaux types de glace présents aux pôle : de la calotte à l'iceberg. Source : International Polar Foundation. . . . .</i>	36
1.2	<i>Schéma d'équilibre d'une plate-forme de glace. Ces plates formes sont en équilibre dynamique entre l'accumulation de glace via les fleuves de glace, l'accumulation de neige, l'accrétion de glace marine et la perte de masse via la fonte et le vélage d'icebergs. . . . .</i>	37
1.3	<i>Relation entre contrainte et déformation pour différents comportements rhéologiques. La glace a un comportement intermédiaire entre un fluide visqueux et un solide plastique. D'après Remy and Testut (2006) . . . . .</i>	39
1.4	<i>Représentation schématique des composants linéaires idéaux selon les conven- tions habituelles : un élément élastique est représenté par un ressort, un élément visqueux par un amortisseur. . . . .</i>	42
1.5	<i>Représentation schématique des transferts de chaleur et de sel à la base d'une plate-forme de glace. La pente de la plate-forme est exagérée pour la représentation. . . . .</i>	48

1.6	<i>Schéma représentant le mécanisme "d'ice pump" (illustré par les lignes droites et courbes). Le flux de CDW (Circumpolar Deep Water) se mélange avec les masses d'eau issues de la formation de banquise (lignes pleines) comme la HSSW (High Salinity Shelf Water) et ensuite coule le long du fond entraînant de la fonte. L'eau qui est formée lors de la fonte remonte ensuite le long de la plate-forme et devient localement plus froide que l'eau qui l'entoure. Ce processus mène à la formation de frazil (points sur la figure) et d'accrétion basale de glace de mer. L'eau qui est produite par le mécanisme de regel est analogue à celle responsable de la formation de banquise (lignes en pointillés). Ces processus sont importants pour la formation d'eau profonde telle que l'AABW (Antarctic Bottom Water). Source : Galton-Fenzi (2009) . . . . .</i>	50
1.7	<i>Schéma de circulation de l'eau Antarctique de fond. Source : W.J. Schmitz, On the World Ocean Circulation, vol. II, Woods Hole Oceanographic Institution, 1996. . . . .</i>	51
1.8	<i>Image Mosaïc SAR de la mission RAMP AMM-1 400 (Antarctic Mapping Mission 1, Septembre-Octobre 1997) de l'Antarctique avec localisation de la côte George V et du glacier Mertz en Antarctique de l'est. ©Canadian Space Agency. . . . .</i>	53
1.9	<i>Image RADARSAT-1 de la langue de glace du glacier Mertz acquise pendant la mission MAMM (Modified Antarctic Mapping Mission) en 2000. ©Canadian Space Agency. . . . .</i>	54
1.10	<i>Bathymétrie de la région du Mertz. Sa construction est développée dans l'article Mayet et al. (2012). . . . .</i>	55
1.11	<i>Image drappée sur le DEM-SPIRIT du glacier Mertz (Korona et al. (2009)). ©CNES 2008 / Distribution Spot Image. . . . .</i>	56
1.12	<i>Profil d'épaisseur du glacier Mertz calculé à partir de données de Radioecho sounding (RES). Le profil a été effectué à partir de la zone d'échouage (Distance=0 km) jusqu'au front du glacier par l'Italian Antarctic Expedition. . . . .</i>	57
1.13	<i>Vitesse de surface moyennée sur 3 ans (1997 à 2000) à partir des images RADARSAT-1 des missions AMM-1 (1997) et MAMM (2000) à gauche et vitesse de surface calculée sur 48 jours (à droite) à partir des images RADARSAT-1 de la mission AMM-1. Les lignes rouges représentent la position de la ligne d'échouage déterminées par interférométrie SAR par Potzsch et al. (2000). Source : Wuite (2006). . . . .</i>	58

1.14	<i>Image Landsat de Février 2003 représentant les deux crevasses principales du glacier Mertz. ©Landsat imagery courtesy of NASA Goddard Space Flight Center and U.S. Geological Survey.</i>	60
2.1	<i>L'Astrolabe pris dans la glace.</i>	65
2.2	<i>Balise GPS autonome. Chaque balise est équipée d'un panneau solaire, d'une valise batterie, d'une valise récepteur et de trois pieds servant à être surélevés chaque année. Les anciennes balises telle que celles installées en 2007 et en 2009 (photo ci-contre) étaient équipée d'une éolienne, ce qui n'est plus le cas aujourd'hui.</i>	67
2.3	<i>Schéma de fonctionnement du script MAIN du SBC.</i>	70
2.4	<i>Schéma de fonctionnement du script SEND du SBC.</i>	71
2.5	<i>Reste du GPS 5 installé en 2007 et revisité en 2009. Cette photo nous donne une idée de l'accumulation de neige dans la région : environ un mètre par an. Toutes les balises qui n'ont pas été visitées deux années de suite ont été perdues, excepté le GPS 5 (photo-ci contre) où le haut de la pyramide était encore visible à notre passage en hélicoptère.</i>	72
2.6	<i>Image Landsat du 2 février 2003 à 25 mètres de résolution (©Landsat imagery courtesy of NASA Goddard Space Flight Center and U.S. Geological Survey). Les croix correspondent aux balises GPS qui ont été installées. Les croix rouges sont les balises installées lors de la mission de 2007-2008 et dont les données ont été récupérées. Les balises bleues ont été installées lors de la première mission mais n'ont pas été retrouvées, les balises vertes ont été installées en 2009-2010 et les GPS 4 et GPS 5 ont été réinstallés en 2009-2010.</i>	75
3.1	<i>Trajectoire des satellites GPS pendant 24h. On se place dans le cas de la configuration à 27 satellites telle qu'elle existait au début de l'année 1998. Source : <a href="http://www.jpl.nasa.gov">http://www.jpl.nasa.gov</a>.</i>	82
3.2	<i>Distribution spatiale de l'erreur des pseudo-distances calculé pour le GPS 5 et la date du 20 Novembre 2008.</i>	83
3.3	<i>Exemple de fichier ANTEX dans GINS. présentant le décalage de centre de phase pour une antenne TPS PG_A1.</i>	88
3.4	<i>Principe du PPP entier sous GINS. Source : Formation GINS</i>	93

3.5	<i>Série temporelle du GPS 4 (en noir) et GPS 5 (en magenta) issues du traitement GINS-IPPP et de leur différence (en vert). Les valeurs sont données pour la verticale et en mètres.</i>	96
3.6	<i>Série temporelle du GPS 4 issue des traitements GINS-IPPP (en bleu) et CSRS (en rouge).</i>	96
3.7	<i>Série temporelle du GPS 4 issues d'un traitement TRACK (en rouge) et GINS-<math>\delta</math>PPP (en bleu).</i>	97
3.8	<i>Illustration des instabilités créées par le traitement en ambiguïtés réelles. La courbe rouge représente le traitement GINS-IPPP et la courbe noire le traitement GINS-PPP calculés sur la hauteur du GPS 5. On remarque lors du passage au jour suivant l'introduction d'un saut parasite dans le cas du traitement GINS-PPP.</i>	99
3.9	<i>Illustration des instabilités créées par le traitement en ambiguïtés réelles. La courbe rouge représente le traitement GINS-IPPP et la courbe noir le traitement GINS-PPP calculé sur la hauteur du GPS 5.</i>	100
3.10	<i>Comparaison des différents résultats de traitement GPS avec différents modèles de marée. Les résultats sont données en centimètres.</i>	103
4.1	<i>SAR mozaic image from the RAMP AMM-1 400 mission (September-October 1997) of Antarctica with location of King George V Land and Mertz Glacier. ©Canadian Space Agency.</i>	108
4.2	<i>Location of the Mertz Glacier on the King George V coast, East Antarctica. MODIS visible image from the 16<sup>th</sup> of march 2009 projected with a 20 km spacing grid overlaid. ©NASA.</i>	110
4.3	<i>Coordinate axes (along, across, height) on a Landsat image of the Mertz Glacier ( from the 12<sup>th</sup> of December 2006. ©Landsat imagery courtesy of NASA Goddard Space Flight Center and U.S. Geological Survey.</i>	115
4.4	<i>Comparison of GPS 4 tidefree height (in blue, processed with GINS-IPPP), ocean height from TUGO model (in red) and their difference (in green).</i>	118
4.5	<i>Filtered signal of GPS 4 height (in light grey) and GPS 5 height (in black) between 5- to 30- minutes.</i>	119
4.6	<i>Wavelet transform of GPS 4-TUGO height signal over 60 days : a- Time series of GPS 4-TUGO b- Wavelet transform of GPS 4-TUGO and c- Power Spectrum of GPS 4-TUGO</i>	120
4.7	<i>a- Clamped-free beam, b- clamped free end beam, c- simple support-free end beam, d- free-free end beam representations</i>	124

4.8	<i>Variation of the fundamental vibrations of the ice tongue (in minutes) with the length and the thickness for the second (a) and third (b) modes, considering transverse vibrations and a fully floating ice-tongue. . . . .</i>	127
4.9	<i>Wavelet transform of GPS 5-GPS 4 height signal over 60 days : a- Time series of GPS 5-GPS 4 b- Wavelet transform of GPS 5-GPS 4 c- Power Spectrum of GPS 5-GPS 4 . . . . .</i>	129
5.1	<i>Vue d'hélicoptère de l'ouverture de la crevasse du glacier Mertz côté ouest.</i>	135
5.2	<i>MODIS image from 2006 of the Mertz Glacier area, projected in UTM with a 50 km grid spacing. Box 1, 2 and 3 correspond to areas in the following figures. ©NASA . . . . .</i>	139
5.3	<i>Box 1 from Figure 5.24. SPOT 5 image of the grounding zone from the 5<sup>th</sup> of February 2008 with the location of the grounding line (in green, calculated from Interferometric images, cf. Legresy et al. (2004)) and flowlines (in red). The projection is in UTM with a 5 km grid spacing. The grounding line in green following the InSAR analysis of Poetzsch et al. (2000). ©CNES 2008 / Distribution Spot Image. . . . .</i>	142
5.4	<i>Box 2 from Figure 5.24. Landsat image of the 2nd of February 2003 with 25 meters resolution. We observe on this image the two rifts of the Mertz located at the eastern and western side of the ice tongue and the position of GPS 4 and GPS 5 on each side of the main rift. The mean direction of the surface structures is shown with arrows. The projection is in UTM with a 5 km grid spacing. ©Landsat imagery courtesy of NASA Goddard Space Flight Center and U.S. Geological Survey. . . . .</i>	143
5.5	<i>Box 3 from Figure 5.24. Interferometric image from 1996 corresponding to the ERS SAR scenes of the stress zone on the MGT (a) Amplitude and (b)-(c) Phase. The projection is in UTM with a 2 km grid spacing. The images used to form these double difference interferograms were acquired in April-May, 1996 (see Legresy et al. (2004) for details on the processing). The circle surrounds the hinge point (H) at the East of the Glacier tongue. Arrows A, B and C point to some of the crevasses at the line of sight of the hinging point where the beam stress is maximum. Arrows D and E point to other forming crevasses on the eastern side of the ice tongue. The opening in this side of the ice tongue probably follows the stress released after the ice tongue gets free passing the fjord end. ©ESA. . . . .</i>	145

5.6	<i>Evolution of the rift surface area from 1996 to 2009 calculated from Landsat and SAR images. The red line corresponds to the area of the eastern rift, the blue line is the area of the western rift, the green line is the sum of both rift areas and a linear regression of the total area is plotted with the linear equation indicated.</i>	146
5.7	<i>Time series of (a) the TUGO modeled across flow current (<math>v</math> in blue axis in the right hand side) and the height anomaly (dotted black line), (b) across flow position anomaly (<math>y</math> in black for GPS 4 and red for GPS 5) and (c) across flow position anomaly with trend removed (<math>y</math> in black for GPS 4 and red for GPS 5).</i>	148
5.8	<i>This plot is an expansion of an extract of Figure 5.7 for the period 4-18 December 2007. Across flow anomaly position from GPS 4 (in black) and GPS 5 (in red) and across flow tidal current (in blue) calculated from TUGO and represented over 5 days. The dashed line represents the Sea Surface Height anomaly. The across flow currents are positive when going westward and negative when going eastward.</i>	148
5.9	<i>Delta along flow and across flow between GPS 5 and GPS 4 over 60 days. The black curves are filtered for periods shorter than 3 days with a linear filter and in red appears the parabolic fit for the 60 days.</i>	149
5.10	<i>(a) Comparison of the Sea Surface Height anomaly (in black), calculated from GPS 4) and (b) the along flow velocity from GPS 4 observed (in blue) and modeled (in dashed red) over 60 days. The model curve is offset for better visibility.</i>	151
5.11	<i>Zoom on an extract of Figure 5.10 following the same color code. One can see that the model (in red) reproduces quite well the main daily peak of along flow anomaly, but is unable to explain the secondary variations which happen more at lower tide and show persistently in the measured anomalies (in blue). The model curve is offset for better visibility.</i>	152
5.12	<i>Evolution de la fracturation du glacier Mertz de 1996 à 2008. (La première diapositive est une image ERS, les suivantes sont des images LANDSAT). ©ESA-Landsat imagery courtesy of NASA Goddard Space Flight Center and U.S. Geological Survey.</i>	159
5.13	<i>Série d'images ASAR du 6 Février 2010 au 04 Mars 2010 projeté en UTM 55S et 20 km de grille. Le vêlage a eu lieu entre le 12 et le 13 Février (diapositives 3 et 4). ©ESA-ASAR.</i>	163

5.14	<i>Background bathymetry (in meters) used by the model. Iceberg drafts were added to this bathymetry to obtain the different model configurations. The green lines indicate the position of the Mertz Glacier Tongue (MGT), and of the B09B iceberg in position B9B1 and B9B2. The red dots indicate the location of in situ devices used to validate the model and the red boxes indicate the zoom regions shown in Figure 5.20 . . . . .</i>	167
5.15	<i>Detail view of the mesh for B9B1 (a) and B9B2 (b) bathymetric configurations. The red dots indicate the location of in situ devices used to validate the model. . . . .</i>	169
5.16	<i>Mean barotropic currents velocity in B9B1 (superimposed on 21/10/2007 MODIS image), B9B2 (superimposed on 07/10/2010 MODIS image) and C28 (B9B2 currents superposed on 26/02/2010 MODIS image) configuration. Blue triangles indicate high deeps (see Figure 5.14). Larger arrows indicate the main flow direction in the iceberg moving area. . . . .</i>	176
5.17	<i>Tidal elevation time series as observed by the Commonwealth Bay tide gauge (a), with red stars indicating the four snapshots. Instantaneous barotropic velocity field in B9B1 configuration in high (b), descending (c) low (d) and ascending (e) tide for the 10-11th February 2010. The map background shows the bathymetry in gray scale. Arrows show the direction of the instantaneous current, colored according to the intensity. . . . .</i>	179
5.18	<i>Tidal elevation time series as observed by the Commonwealth Bay tide gauge (a), with red stars indicating the four snapshots. Instantaneous barotropic velocity field in B9B2 configuration in high (b), descending (c) low (d) and ascending (e) tide for the 10-11th February 2010. The map background shows the bathymetry in gray scale. Arrows show the direction of the instantaneous current, colored according to the intensity. . . . .</i>	180
5.19	<i>Time series of the pressure exerted on the side of the ice tongue by the barotropic currents with purely tidal, purely response to the atmospheric forcing and the combination of both for the period around the calving of the Mertz glacier tongue (a) and map of the instantaneous pressure repartition along the MGT (the 12/02/2010 at 10 :00) (b) in B9B2 configuration. (c) and (d) show the pressure difference between B9B1 and B9B2 configurations, e.g. the extra pressure exerted due to the arrival of B09B in the B9B2 position. . . . .</i>	183



5.20	<i>Series of ASAR images zoomed on the northwestern tip of C28 and on the crac area (the zoom areas correspond to the red boxes of Figure 5.14. One can see the grounding happening on the northern end of the MGT, releasing a 4 by 4 kilometers iceberg bit and the fast moving ice bodies in front of the new MGT front following strong westward currents. . . . .</i>	184
5.21	<i>Histogram of the instantaneous pressure values, averaged over the eastern section of Figure 5.19, in B9B1 (thin line) and B9B2 (thick line) configuration. . . . .</i>	185
5.22	<i>Image ASAR du 11 Mars 2010. ©ESA-ASAR. . . . .</i>	187
5.23	<i>Mosaïc ASAR des images du 4-17-20 Septembre présentant le déplacement de l'iceberg C28-1. © ESA-ASAR. . . . .</i>	188
5.24	<i>Image MODIS du 8 Février 2006. Le cercle rouge symbolise la position de la polynie avant le vêlage du glacier. ©NASA. . . . .</i>	189
5.25	<i>Image MODIS Aqua du 7 Janvier 2011. ©NASA. . . . .</i>	190
6.1	<i>Zoom sur les vecteurs du champ de déformation calculé à partir de 29 images ASAR d'ENVISAT de la langue de glace du glacier Mertz. Chaque point représente le résultat de corrélation d'une de ces images répétitives par rapport à une image précédente. ©ESA-ASAR. . . . .</i>	196
6.2	<i>Zoom sur une image LANDSAT du 23 Novembre 2002 de la langue de glace du glacier Mertz et des lignes d'écoulement (traitées comme des ROI (Region Of Interest)). ©Landsat imagery courtesy of NASA Goddard Space Flight Center and U.S. Geological Survey. . . . .</i>	197
6.3	<i>Trace des profils d'épaisseurs de la langue de glace du glacier Mertz, enregistrés lors de la campagne ICECAP. Source : Duncan Young, personal communication. . . . .</i>	198
6.4	<i>Champs de vitesse déterminés sur le nouveau front du glacier Mertz en utilisant une technique de speckle tracking (corrélation de l'image par rapport à la phase), post vêlage à l'aide d'une paire d'images TerraSAR-X du 20 Avril 2010 et du 01 Mai 2011. ©DLR. . . . .</i>	200
6.5	<i>Cartes de variation de l'altitude en m/an pour ERS2 de 1995 à 2003 et pour ENVISAT de 2002 à 2010. On remarque une variabilité interdescennale traduisant la variabilité de l'accumulation de neige ainsi qu'une persistance de l'amincissement, très significatif en amont de la plate-forme Cook, significatif dans le bassin du glacier Ninnis et léger dans le bassin de drainage du glacier Mertz. . . . .</i>	202

6.6	<i>MODIS image of the impact of the iceberg C08 with the Mertz glacier in 2002. This impact initiated the propagation of the western rift on the Mertz. Source : Legrésy, personal communication. ©NASA.</i>	203
6.7	<i>Image Envisat ASAR WSM du 6 Septembre 2011. ©ESA-ASAR.</i>	204
A.1	<i>Système de triangulation en GPS</i>	215
A.2	<i>Principe d'une mesure de code en GPS : ce type de mesure utilise le code (P ou C/A) généré par le satellite, qui met un temps <math>\Delta t</math> pour parcourir la distance entre le satellite et le récepteur. Cette durée est accessible en comparant le code émis par le satellite et reçu "en retard" par le récepteur à sa réplique simultanée (aux instabilités d'oscillateurs près) formée à l'intérieur du récepteur. On peut ensuite la convertir en une distance (appelée "pseudo-distance" car elle ne tient pas compte des retards dus à la propagation du signal à travers l'atmosphère et des erreurs d'horloge des satellites et des récepteurs), en la multipliant par la vitesse de la lumière <math>c</math>. Mathématiquement, cela donne le retard mesuré par le code du satellite <math>j</math> arrivant au récepteur <math>i</math>. <math>P_{em}</math> est émis par le satellite, et <math>P_{gen}</math> est généré simultanément par le récepteur. Le code est reçu sous forme <math>P_{rec}</math> avec le délai <math>\Delta t</math>. Source : Walpersdorf (1997).</i>	217
A.3	<i>Principe d'une mesure par phase en GPS. La mesure de phase consiste à comparer la phase de l'onde reçue au récepteur avec la phase d'une onde générée à l'intérieur du récepteur. Le récepteur commence à générer au temps <math>t_0</math> un signal <math>\Phi_{gen}</math> simultané du signal <math>\Phi_{em}</math> émis par le satellite. Les signaux ont la même fréquence supposée constante <math>f_0</math>, mais le décalage de phase initial à <math>t_0</math> est de <math>\Delta\Phi(t_0)</math>. Le signal émis par le satellite arrive au récepteur avec un retard <math>\tau</math>. Source : Walpersdorf (1997).</i>	218
A.4	<i>Exemple de fichier RINEX</i>	221
B.1	<i>Installation d'une balise GPS cinématique sur le glacier Mertz et visite de Penguin Point, station statique localisée sur un site rocheux.</i>	226
C.1	<i>Série d'images ASAR du 6 Février 2010 au 11 Mars 2010. ©ESA-ASAR.</i>	237



# LISTE DES TABLEAUX

2.1	<i>Bilan des missions CRAC-ICE.</i>	73
3.1	<i>Valeur de la Root Mean Square (RMS) en mètres des résultats des différents traitements GPS sur des stations statiques (site rocheux de Penguin Point) et cinématiques (site glacières mobiles, GPS 4 et GPS 5), traitées en PPP avec CSRS et GINS. Les résultats sont donnés en coordonnées topocentriques dans le repère local (x,y,z) sur 6 jours avec 30 secondes d'échantillonnage. Pour les sites GPS 4 et GPS 5, les valeurs sont données pour un signal sans marée et sans trend.</i>	95
3.2	<i>Valeur de la Root Mean Square (RMS) en mètres des résultats des différents traitements GPS sur des stations cinématiques. Nous utilisons un traitement DD à l'aide du logiciel TRACK-GAMIT ensuite comparé à un traitement GINS-δPPP. Les résultats sont donnés dans un repère local, pour des coordonnées topocentriques (x,y,z) et pour plus de 6000 points (soient 2 jours à 30 secondes d'échantillonnage). La solution GINS-δPPP est calculée sur deux solutions PPP sur des signaux sans marée.</i>	97
4.1	<i>Data set : available data and location of the GPS receivers.</i>	112
4.2	<i>Root mean square (RMS) value (meters) using different GPS processing techniques at rock and ice stations, processed in PPP with CSRS and GINS. The results are given in a local topocentric coordinates (x,y,z) calculated over 6 days with 30 seconds sampling. For the Mertz sites GPS 4 and GPS 5, the coordinates are given for a tide-free signal and on a detrended position.</i>	116
4.3	<i>Root mean square (RMS) value (meters) using different GPS processing techniques at ice stations. The results are given on a local topocentric coordinates (x,y,z) and over 6000 points (2 days with 30 seconds sampling). For the GINS-δPPP solution, the values are given for a tide-free detrended signal.</i>	117

4.4	<i>Characterization of the GPS 4 height signal (processed with GINS-PPP with ambiguities fixed to integer values) over 6 days : Root mean square values.</i>	118
4.5	<i>Non-dimensioned modal wave number <math>\beta_n L</math> satisfying modal boundary conditions for the first, second and third modes.</i>	123
4.6	<i>Periods of the Mertz's ice tongue vibrations (minutes) for several cases and for a constant height of 400 meters.</i>	125
5.1	<i>Available data for validation of the model outputs on tidal elevation (B.P stands for Bottom Pressure sensor).</i>	170
5.2	<i>Validation table for global models in centimeters. The wave amplitude observed at the Commonwealth Bay tide gauge is indicated under each wave name.</i>	172
5.3	<i>Validation table for regional models in centimeters. The wave amplitude observed at the Commonwealth Bay tide gauge is indicated under each wave name.</i>	173
A.1	<i>Récapitulatif des données contenues dans les fichiers RINEX. Source : Botton et al. (1998).</i>	220

# ABSTRACT

This thesis presents a study of the rifting processes of an outflow glacier leading to calving. In the context of the CRAC-ICE program we worked on understanding the evolution of the Mertz Glacier, located in the King George V Land, East Antarctica. Before its calving which occurred in February 2010, releasing an iceberg of about 80 km long and 35 km width, the Mertz Glacier was characterized by an ice tongue extending into the open ocean. This ice tongue, fractured by a large rift since the beginning of 1990, was 150 km long by 35 km in width. Using a range of in-situ GPS data, satellite images and an oceanic tide model (TUGO-Mertz), we followed the evolution of the glacier and the calving of its iceberg. The first part of this study consisted in developing a high precision GPS processing strategy allowing us to get the best accuracy possible for our measurements. These data were processed using the GINS software and a processing strategy named IPPP, based on absolute positioning. The accuracy of our results allowed us the ability to observe centimeter scale oscillations of the ice tongue. Then, we compared these observed signals with an *Euler-Bernoulli beam* based model, and found out that they matched with vibration modes of the ice tongue in three different configurations. The periods recorded varied from 5 minutes to a few hours. In this range of temporal values, the main oceanic forcing mechanisms are ocean swell and infra-gravity waves. We also demonstrated that the vibrations of the glacier tongue, lead to torsion movements and hence rifting. At larger spatial scale, tidal currents and ocean sea surface height impacts on the evolution of the ice tongue. Tidal currents mainly affect the rift opening, whereas the sea surface height tends to modulate the along flow current velocity. In addition to these mechanisms, we followed the evolution of the main rift, first opening on the eastern part of the ice tongue and then on the western part until the glacier calved. Finally, we focused on the different processes leading to calving. The action of the B09B iceberg through the modification of tidal currents, played an important role in this event even if the main rift was almost completely opened.

**Key words :** Antarctica Glacier, Iceberg calving, Ocean-Ice interaction, GPS processing.